

Abstract

1 Einleitung	1
2 Hard- und Software-Realisation	2
3 Methodik	6
4 Geologisch-lithologischer Abriss	9
5 Seismische Datenbearbeitung	18

JÖRG KUNERT

UNTERSUCHUNGEN ZU MASSEN- UND FLUIDTRANSPORT ANHAND DER BEARBEITUNG REFLEXIONSSEISMISCHER DATEN AUS DER KODIAK- SUBDUKTIONSZONE, ALASKA

6 Geologische Interpretation und paläogeographische Rekonstruktion	46
6.1 Geologische Interpretation	47
6.1.1 Stratigraphisch-lithologische Gliederung	57
6.1.2 Charakterisierung der einzelnen interpretierten Profile	62
6.2 Paläogeographische Rekonstruktion und Modellierung	67
6.3 Paläogeographische Rekonstruktion	68
7 Die Rolle der Subduktion bei der Gesteinsverformung	74
7.1 Die Subduktion als Ursache für die Gesteinsverformung	75
7.2 Die Subduktion als Ursache für die Gesteinsverformung	76
7.3 Die Subduktion als Ursache für die Gesteinsverformung	77
7.4 Die Subduktion als Ursache für die Gesteinsverformung	78
7.5 Die Subduktion als Ursache für die Gesteinsverformung	79

GEOMAR
Forschungszentrum
für marine Geowissenschaften
der Christian-Albrechts-Universität
zu Kiel

Kiel 1995

GEOMAR REPORT 36

GEOMAR
Research Center
for Marine Geosciences
Christian Albrechts University
in Kiel



Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der mathematisch-naturwissenschaftlichen Fakultät
der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel
Zum Druck genehmigt am 21.2.1995

Redaktion der Serie: Gerhard Haass
Umschlag: Kerstin Kreis, Harald Gross,
GEOMAR Technologie GmbH

Managing Editor: Gerhard Haass
Cover: Kerstin Kreis, Harald Gross,
GEOMAR Technologie GmbH

GEOMAR REPORT
ISSN 0936 - 5788

GEOMAR REPORT
ISSN 0936 - 5788

GEOMAR
Forschungszentrum
für marine Geowissenschaften
D-24148 Kiel
Wischhofstr. 1-3
Telefon (0431) 7202-0
Telefax (0431) 72 53 91, 7 20 22 93, 72 56 50

GEOMAR
Research Center
for Marine Geosciences
D-24148 Kiel / Germany
Wischhofstr. 1-3
Telephone (49) 431 / 7202-0
Telefax (49) 431 / 72 53 91, 7 20 22 93, 72 56 50

Inhaltsverzeichnis

Abstract

1	Einleitung	1
2	Hard- und Software-Realisationen	5
3	Methodik	6
4	Geologisch-lithologischer Abriß	9
5	Seismische Datenbearbeitung	15
5.1	Die reflexionsseismischen Rohdaten	15
5.2	Ziel der seismischen Datenbearbeitung	17
5.3	Die Processing-Sequenz	19
5.4	Reduktion der Störsignale	22
5.4.1	Elimination der nadelförmigen Störimpulse	22
5.4.2	Reduktion des Bubblepulses	23
5.4.3	Multiplenunterdrückung	25
5.4.4	Verminderung der Reverberationen	26
5.4.5	Signalkomprimierung	27
5.5	Migration komplexer Strukturen	30
5.6	Genauigkeit der Ergebnisse	44
6	Geologische Interpretation und palinspastische Rekonstruktion	46
6.1	Geologische Interpretation	47
6.1.1	Stratigraphisch-lithologische Einordnung	57
6.1.2	Charakterisierung der einzelnen interpretierten Profile	62
6.2	Palinspastische Rekonstruktion und Modellierung	70
6.3	Fehlerdiskussion	80
7	Die Bestimmung von Fluidverlusten anhand seismischer Geschwindigkeiten	81
7.1	Geschwindigkeits-Porositätsbeziehung	81
7.2	Fluidverlustberechnungen	87
7.3	Verkürzung durch Kompaktion	97
7.4	Die Bestimmung von Entwässerungsmustern und aktiven Zonen	99
7.5	Fehlerdiskussion	105
8	Diskussion der Ergebnisse	107
8.1	Das tektonische Modell	107
8.2	Das Alter des Akkretionskeils	109
8.3	Entwässerungsraten	111
9	Zusammenfassung und Ausblick	113
10	Literaturverzeichnis	116
11	Danksagung	122
12	Anhang	123

Abstract

Qualitative and quantitative investigations of the dewatering of tectonically deformed sediments at convergent margins are central to understanding the complex physical, geochemical and geothermal interrelationship between fluids and rocks. This interrelationship is significant for the structure of accretionary prisms and influences the strong dynamic processes in the deeper lithosphere. Expelled fluids also play a major role in the metabolism of many deep sea organisms (e.g. methane and sulfate) and influence the chemical balance of the oceans and the atmosphere.

This study presents information about the mass and fluid transport in subduction zones based on an indirect geophysical method. By means of reflection seismic data and results of borehole measurements it was possible to image the complex structure of the Kodiak accretionary prism, to estimate the formation age, to quantify the amount of fluids and to calculate dewatering rates. Structural correlations and lateral variations on a representative area of the Kodiak accretionary prism could be established by processing several parallel and one crossing seismic profile.

A specially adapted processing sequence was necessary to produce optimally resolved depth sections and detailed models of the interval velocity. The resulting tectonic model of the deformed sediment shows a variable frontal portion with smaller fracture zones, a less irregular rear portion with underthrusting and a typical wedge shaped backstop.

The undeformed original state of the sedimentary units could be reconstructed with state of the art section balancing software. A conclusion could be drawn concerning the age of the accretionary prism by a comparison between the tectonic shortening and the convergence rate of the Pacific and North American plate. For comparable tectonic regions the obtained formation age of about 2 million years is plausible.

Borehole data were used to derive a conversion function, which transforms the velocity models into porosity distributions. The fluid loss relative to the undeformed sediments was determined and the main venting areas were located. A total calculated fluid loss of 20 to 30 km³ during the past 2 Ma, is interpreted to have been expelled on only a few percent of the whole area. Estimated fluid rates of 20 000 to 40 000 l/d could be compared with results of direct flow measurements at active vents.

1 Einleitung

Die Erforschung aktiver Kontinentalränder liefert einen wichtigen Beitrag zur Klärung der plattentektonischen Prozesse bei der Entstehung, Bewegung und Vernichtung ozeanischer und kontinentaler Kruste. Bei der Drift der ozeanischen Platte mit den aufliegenden Sedimenten gegen die kontinentale Platte kommt es zur Subduktion der ozeanischen Kruste, wobei die Sedimente teils mit subduziert und teils akkretiert werden. Diese gewaltigen kinematisch-dynamischen Abläufe führen nicht nur zu heftigen, kurzzeitigen Ereignissen wie Erdbeben und Vulkanausbrüchen sondern auch zu kontinuierlichen, langfristigen Veränderungen im Untergrund und Ozean.

In Zeiträumen von wenigen hunderttausend bis zu vielen Millionen Jahren werden die auf der Kruste aufliegenden Sedimente tektonisch beansprucht, also verformt, gebrochen und kompaktiert, wobei sich kilometermächtige Akkretionskeile bilden. Hierbei werden in den Gesteinen vorkommende Porenwässer, die sogenannten Fluide, "ausgepreßt", und die darin gelösten Gase Kohlendioxid und Methan gelangen in den Ozean, der wiederum im direkten chemischen Austausch mit der Atmosphäre steht.

Die Quantifizierung des Fluideintrags, die Abschätzung des Methan- und Kohlendioxidanteils als wirksame Treibhausgase, der Vergleich mit dem anthropogenen Treibhausgaseintrag und die Bewertung eines möglichen Einflusses auf großräumige und langfristige Klimafolgen liefern wichtige Beiträge innerhalb der aktuellen *global change* Forschung.

Wichtige Ziele geowissenschaftlicher Forschung sind infolgedessen die möglichst genaue Erfassung von Entwässerungsmechanismen und Bestimmung von Fluidverlusten an konvergenten Plattengrenzen. In den letzten Jahren haben sich mehrere Ansätze durchgesetzt, wobei bisher jedoch die Übertragung auf globale Problematiken und der unmittelbare Vergleich der Ergebnisse untereinander eine große Unsicherheit beinhaltet.

Man unterscheidet im allgemeinen zwischen den direkten, zeitlich und räumlich begrenzten Methoden und einer dieser Arbeit zugrunde liegenden, indirekten, geophysikalischen Vorgehensweise, mit der auch größere Gebiete in Zeiträumen bis zu mehreren hunderttausend Jahren aufgelöst werden können. Über die Analyse von reflexionsseismischen Daten werden Porositätsabnahmen, und somit Fluidverluste, in Zeitskalen von mehreren hunderttausend Jahren bestimmt.

Bei den rezenten, direkten Verfahren handelt es sich um Messungen, die an den einzelnen Austrittsstellen entlang eines Tiefseegrabens, den sogenannten *vents*, durchgeführt werden. Suess et al. (1985) und Linke et al. (1994) bestimmen die ausgepreßten Fluide über chemische Analysen zeitlich aufeinanderfolgender Fluidproben und direkt über Ausstrommessungen. Henry et al. (1989) und Davis et al. (1990) treffen Aussagen mittels hochauflösender Temperaturmessungen. Le Pichon et al. (1992) hingegen schließt auf Entwässerungsmengen anhand der im Austrittsgebiet vorhandenen Populationsdichte bestimmter Organismen. Der wesentliche Nachteil dieser Methoden ist die räumliche und zeitliche Beschränkung. Globale Aussagen sind folglich mit erheblichen Unsicherheiten behaftet.

Dagegen liefert der geophysikalische Ansatz - über die Bearbeitung eines reflexionsseismischen Profilnetzes - die großräumige Erfassung des Untersuchungsgebietes und die Möglichkeit, auch längere Zeitabschnitte in der Entwicklungsgeschichte von Subduktionszonen zu berücksichtigen.

Bisherige Abschätzungen für das gesamte Akkretionsgebiet, mittels der indirekten Methode über Massenbilanzen Porositätsabnahmen in den Sedimenten zu bestimmen (Bray und Karig, 1985; von Huene und Scholl, 1991 und Hyndman und Davis, 1992), waren aufgrund der Verwendung von weniger zuverlässigen Geschwindigkeits- und Untergrundmodellen zu ungenau für eine aussagekräftige Gegenüberstellung mit den direkten Methoden.

In meiner Arbeit wurden diese indirekten Ansätze so weiterentwickelt, daß durch wesentlich detailliertere und genauere Ergebnisse und den dadurch möglichen Vergleich mit den direkten Verfahren die wissenschaftliche Aussagekraft an Bedeutung zugenommen hat. Lokale und großräumige Phänomene können zuverlässig bestimmt werden, was erheblich zum Verständnis der vielfältigen plattentektonischen Prozesse und des Einflusses geodynamischer Phänomene auf die Biosphäre und damit auf den menschlichen Lebensraum beiträgt.

Anhand der Bearbeitung seismischer Profile können Abschätzungen von Massenbilanzen und Fluidtransport ermittelt werden. Die Erarbeitung gesicherter, detaillierter Geschwindigkeitstiefenmodelle liefert einerseits genaue Tiefen und damit zuverlässige Volumenabschätzungen und andererseits Porositätstiefenmodelle, die eine Abschätzung des Fluidverlustes einschließlich vertikaler und lateraler Variationen ermöglichen.

Durch Einsatz von Vektorcomputern und modernster Industriesoftware erhält man aus den reflexionsseismischen Daten zum einen gut aufgelöste Abbilder des Untergrundes und zum anderen Informationen über die dort vorherrschende seismische Geschwindigkeit. Diese Geschwindigkeit steht in direkter Abhängigkeit zu den lithologischen Eigenschaften des

Untergrundmaterials, wobei ein wesentlicher Zusammenhang zum Gehalt an Porenwässern besteht. Wegen dieser direkten Abhängigkeit lassen sich Erhöhungen in der Geschwindigkeit als Porositätsabnahmen und damit als Fluidverluste im Untergrund deuten. Mit Hilfe von Geschwindigkeitstiefen- und Porositätstiefendaten aus Bohrungen läßt sich eine regionstypische Transformationsfunktion ermitteln. Nach der Umsetzung der Geschwindigkeiten in ein Porositätsmodell können die Fluidverluste durch Vergleich mit dem tektonisch nicht beanspruchten Anfangsvolumen, wie es im Graben jenseits der Deformationsfront zu finden ist, bestimmt werden. Mittels palinspastischer Rekonstruktion läßt sich aus dem Längenunterschied zwischen deformierter und rückdeformierter Sektion und der Konvergenzrate das Alter des Akkretionskeils abschätzen. Hieraus lassen sich Entwässerungsraten berechnen, die mit den direkten Messungen verglichen werden können. Mitte der siebziger bis Ende der achtziger Jahre wurden vom *U.S. Geological Survey* im Golf von Alaska entlang des Aleutengrabens mehrere reflexionsseismische Profile aufgenommen, um die dynamischen Vorgänge in Akkretions- und Subduktionsgebieten besser verstehen und in globale plattentektonische Zusammenhänge einordnen zu können. Hieraus sollten Schlüsse auf die Nutzbarkeit der Erdgasvorkommen abgeleitet werden.

Dasselbe Datenmaterial lag zwei BMFT-Projekten zugrunde (1991 bis 1994), die ich gemeinsam mit J. Fröhn durchgeführt habe und die die Basis für diese Arbeit bilden.

Der Hintergrund war, mit modernster Hard- und Software die Daten erneut zu bearbeiten, um, über Abschätzungen von Massen- und Fluidtransport, die geodynamischen Vorgänge an aktiven Plattengrenzen und den Einfluß ausgepreßter Fluide auf die Weltmeere oder eventuell sogar das Klima besser verstehen zu können.

In den folgenden drei Kapiteln sollen zunächst die rechentechnischen Voraussetzungen geklärt werden, die indirekte Methode selbst detailliert vorgestellt werden und ein geologischer Überblick über das Untersuchungsgebiet, den Golf von Alaska, gegeben werden.

Kapitel fünf behandelt die Bearbeitung der reflexionsseismischen Rohdaten zur Erzeugung eines optimal aufgelösten Abbilds des Untergrundes. Schwerpunkte bilden hier die Multiplenunterdrückung und das spezielle Processing, die Tiefenmigration vor dem Stapeln inklusive Fokussierungsanalyse zur Erzeugung eines Intervallgeschwindigkeitsmodells für das Untersuchungsgebiet.

Die Tiefensektionen werden in Kapitel sechs geologisch interpretiert, in die Tektonik des nördlichen Aleutengrabens eingegliedert und palinspastisch rekonstruiert. Die Bilanzierung der Linien liefert einerseits die Plausibilität der Interpretation und andererseits eine Abschätzung für das Mindestalter des Akkretionsgebietes.

Die Umwandlung des Geschwindigkeitsmodells in ein Porositätsmodell anhand von Bohrlochdaten, Entwässerungsberechnungen und die Einschränkung möglicher Fluidaustrittsgebiete werden in Kapitel sieben dargestellt und erläutert. In Kapitel acht werden die Ergebnisse diskutiert, und im letzten Kapitel folgen Zusammenfassung und Ausblick.

2 Hard- und Software-Realisationen

Die erfolgreiche Durchführung der gesamten Studie basierte zu einem großen Teil auf der EDV-Ausstattung bei GEOMAR. Ausreichende Hard- und Softwarekapazitäten bildeten die Grundvoraussetzung für das Gelingen dieser Arbeit.

Für die Standardbearbeitung der reflexionsseismischen Daten stand ein Vektorrechner der Firma CONVEX (C220) zur Verfügung. Das Processing selbst erfolgte mit dem Programmpaket GEOSYS aus dem Hause Geco-Prakla. Hierbei handelt es sich um ein sogenanntes *Batchsystem*, bei dem nach Zusammenstellen der gewünschten Bearbeitungsschritte die Daten auf dem Rechner im Hintergrund bearbeitet werden. Da auf diese Weise ein interaktives Eingreifen zur Optimierung verschiedener Parameter nicht sofort möglich war, gestaltete sich dieser Arbeitsschritt aufwendiger als zu Beginn abzuschätzen war. Das seismische Standard-Processing nahm dadurch arbeits- und zeitmäßig den größten Raum dieser Arbeit in Anspruch.

Das spezielle Processing, die Tiefenmigration vor dem Stapeln (*Prestack Depth Migration*) inklusive der Fokussierungsanalyse zur Bestimmung der Geschwindigkeiten, wurde teils auf der CONVEX und teils auf grafischen Workstations der Firma SUN durchgeführt. Benutzt wurde das MIGPACK Programmpaket der Firma DATAID/TOTAL, welches dem Benutzer eine "semi-interaktive" Oberfläche bietet. Die zur Migration benutzten Geschwindigkeitstiefenmodelle wurden durch direkte Auswertung der Fokussierungsanalyse an den Grafikbildschirmen der SUN-*Stations* erstellt. Die eigentliche Migration wurde dann als Hintergrundjob auf der CONVEX gerechnet.

Die Bilanzierung bzw. palinspastische Rekonstruktion der geologisch interpretierten Profile erfolgte mit der GEOSEC Software der Firma CogniSeis. Dieses ist ein interaktives Programmpaket, welches durch Anwendung verschiedener Module die Rekonstruktion der deformierten geologischen Sektion in den undeformierten Ausgangszustand ermöglichte. Tektonische Verkürzungsbeträge konnten dann auf relativ einfache Weise zuverlässig abgeschätzt werden.

Zur Umsetzung des aus der Tiefenmigration vor dem Stapeln und der Fokussierungsanalyse erhaltenen Geschwindigkeitstiefenmodells in ein Porositätsmodell wurden von mir mehrere FORTRAN-Programme entwickelt, die es ermöglichen, Durchschnittsgeschwindigkeiten, mittlere Porositäten und Fluidverluste für ausgewählte Untergrundsschichten zu berechnen. Die grafische Aufbereitung und Darstellung der Ergebnisse erfolgte zum einen mit der Public-Domain Grafiksoftware GMT (*Generic Mapping Tool* Version 2.1.4, Wessels und Smith, 1993) unter UNIX und zum anderen mit kommerziellen Programmen auf Apple-Macintosh Rechnern.

3 Methodik

In diesem Kapitel soll die methodische Vorgehensweise erläutert werden, mit der es möglich ist, anhand seismischer Rohdaten und Ergebnissen aus Bohrlochmessungen Porositätsmodelle und damit Fluidverluste zu bestimmen. Diese können zusätzlich über eine Abschätzung des geologischen Alters des Untersuchungsgebietes zeitlich eingegrenzt werden. Durch die Berücksichtigung mehrerer sich kreuzender Profile lassen sich Variationen nicht nur bezüglich Tiefe sondern auch laterale Unterschiede erkennen. Abbildung 3.1 zeigt die vollständige Bearbeitungsfolge, die allen seismischen Profilen zugrunde liegt.

Die seismischen Rohdaten müssen zunächst von Störsignalen, wozu auch multiple Reflexionen zählen, optimal befreit werden. Durch die sogenannte Standard-Bearbeitung, auf die in Kapitel 5 näher eingegangen wird, ist im wesentlichen das Nutz-Stör-Signalverhältnis so zu optimieren, daß die Daten in ausreichend hoher Qualität für die weiteren Bearbeitungsschritte zur Verfügung stehen.

Der nächste Schritt ist das spezielle seismische Processing, die Tiefenmigration vor dem Stapeln mit der Fokussierungsanalyse zur Bestimmung des dazugehörigen Geschwindigkeitsfeldes. Es handelt sich dabei um ein iteratives Verfahren, die sogenannte Feldfortsetzung in die Tiefe, und man nähert sich stufenweise dem optimal aufgelösten seismischen Abbild des Untergrundes mit seinem dazugehörigen detaillierten Intervallgeschwindigkeitsmodell.

Mit Hilfe geologischer Informationen über das Untersuchungsgebiet läßt sich dann aus der Tiefensektion ein Bild erstellen, welches die stratigraphische Abfolge der Sedimente und deren tektonische Deformation während der Akkretion und Subduktion widerspiegelt.

Um die Interpretation zu bestätigen und das Alter des Akkretionsgebietes zu ermitteln, müssen Massenbilanzen abgeschätzt und die tektonischen Deformationen rückgängig gemacht werden. Bei der sogenannten palinspastischen Rekonstruktion transformiert man ein deformiertes geologisches Profil in den vermutlichen undeformierten Anfangszustand zurück.

Über den Längenunterschied zwischen deformiertem und undeformiertem Zustand, die sogenannte tektonische Verkürzung, und die allgemein bekannte Konvergenzrate, mit der die ozeanische gegen die kontinentale Platte driftet, läßt sich auf das Mindestalter des Akkretionskeils schließen.

Da die geologische Interpretation die größte Ungenauigkeit innerhalb der gesamten Methode beinhaltet, werden zur Bestätigung auch Ergebnisse aus Bohrlochuntersuchungen

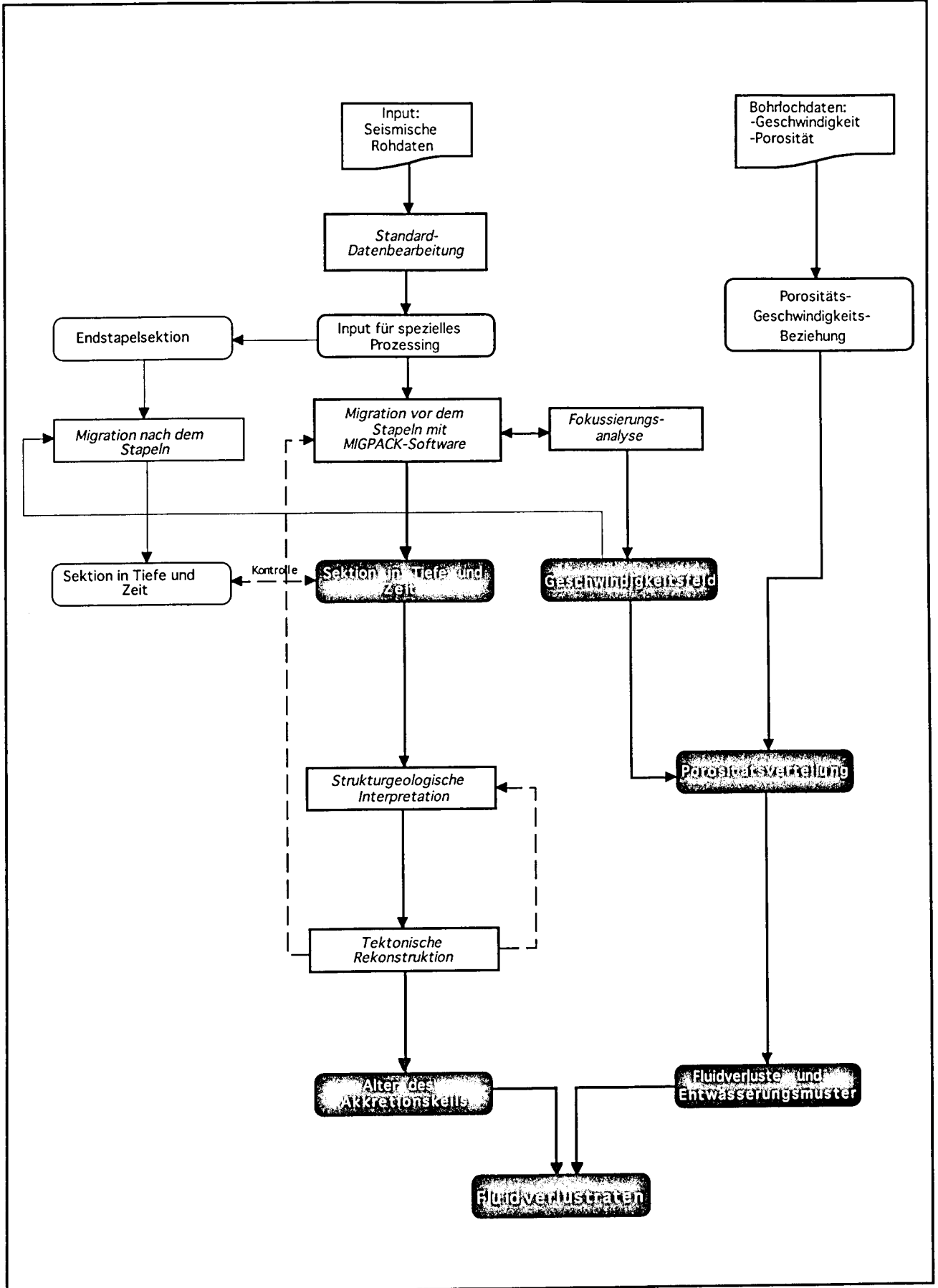


Abbildung 3.1: vollständige Bearbeitungssequenz zur Bestimmung von Fluidverlustraten aus reflexionsseismischen Daten

hinzugezogen. Desweiteren werden Profile mit komplexen Strukturen, die sich als nicht bilanzierbar erweisen, reinterpretiert und gegebenenfalls einer weiteren Iteration der Tiefenmigration vor dem Stapeln unterzogen.

Anhand des dann resultierenden seismischen Abbilds erstellt man eine neue strukturgeologische Interpretation des Untersuchungsgebiets, aus der sich nach erneuter tektonischer Rekonstruktion mit der Konvergenzrate eine Korrektur des Alters ergibt.

Unter Ausnutzung der Tatsache, daß die seismische Geschwindigkeit von der Porosität des Untergrundmaterials abhängig ist, ergibt sich die Porositätsverteilung aus dem Geschwindigkeitsfeld der Tiefenmigration vor dem Stapeln.

Zur Umwandlung der Geschwindigkeit in Porosität werden im Untersuchungsgebiet vorhandene Bohrlochdaten benutzt. Aus Schallgeschwindigkeits-Tiefen-Logs und Porositäts-Tiefen-Logs wird eine regionstypische Porositäts-Geschwindigkeits-Beziehung erstellt. Diese Funktion dient dann zur Umsetzung des Geschwindigkeitsmodells in ein Porositätsmodell. Unter Einbeziehung der undeformierten und noch nicht entwässerten Sedimentschichten im Graben lassen sich ausgeprägte Entwässerungsmuster und Fluidverluste für das akkretierte Gebiet berechnen.

Aus dem so erhaltenen Gesamtfluidverlust und dem Alter des Akkretionskeils läßt sich die Verlustrate pro Zeiteinheit ermitteln.

4 Geologisch-lithologischer Abriß

Ungefähr oberhalb des 50. Breitengrades und etwa zwischen dem 120. und 170. Grad westlicher Länge konvergiert die Pazifische gegen die Nordamerikanische Platte und bildet ein komplexes Störungssystem (Abb. 4.1). Im Westen befindet sich der Aleutengraben, wo die Pazifische Platte in etwa nördlicher Richtung gegen die Nordamerikanische Platte driftet und unter diese subduziert wird. Die aufliegenden Tiefseesedimente werden enormen tektonischen Kräften ausgesetzt und dabei teils subduziert und teils akkretiert. Hierbei entstehen mächtige Akkretionsgebiete, deren Massen- und Fluidtransport sowohl die geodynamischen Prozesse beeinflußt als auch den Chemismus des Ozeans entscheidend mitbestimmt.

Im Osten werden die Platten durch das Queen Charlotte-Fairweather Transformstörungssystem von einander abgegrenzt. Hier bewegt sich die Pazifische Platte mit etwa 6 cm pro Jahr (DeMets et al., 1990) in annähernd nordwestlicher Richtung entlang des Nordamerikanischen Kontinentalrandes.

Diese Transformstörung wird mit dem konvergenten Plattenrand durch ein tektonisch äußerst komplexes Gebiet verbunden und durch die Kollision des sogenannten Yakutat-Terranes mit der Nordamerikanischen Platte signifikant geprägt (Jones, 1982; von Huene et al., 1985). Nach Süden hin begrenzt diesen Bereich eine südost-nordwest verlaufende Übergangsstörung, die sogenannte *transition fault*.

Zahlreiche geomorphologische Charakteristiken prägen die Pazifische Platte während ihrer nordwestlichen Drift vom Bildungsort, einem südöstlich, weit entfernt liegenden mittelozeanischen Rückensystem (Juan de Fuca-Gorda *spreading center*), in Richtung des Golfes von Alaska. Zum einen bestimmen ausgedehnte Ketten untermeerischer Vulkane (*seamounts*) und angelagerte bzw. subduzierte Terranes das strukturelle Bild des Kontinentalrandes, zum anderen wird die ozeanische Kruste mit pelagischen Sedimenten durch Überlagerung großflächiger Tiefseefächer geprägt. Die mächtigen Sedimentschichten sind größtenteils kontinentalen Ursprungs und wurden, besonders während glazialer Perioden, über ausgedehnte kanalartige Strukturen von den nahen Gebirgsketten heran transportiert.

Der Golf von Alaska gliedert sich in hauptsächlich drei große Tiefseefächersysteme, den westlich gelegenen Zodiak-Fächer, den an die Queen Charlotte Störung grenzenden Baranoff-Fächer und den hierzu in der Mitte befindlichen Surveyor-Fächer, der die strukturbestimmende Einheit des Untersuchungsgebietes darstellt.

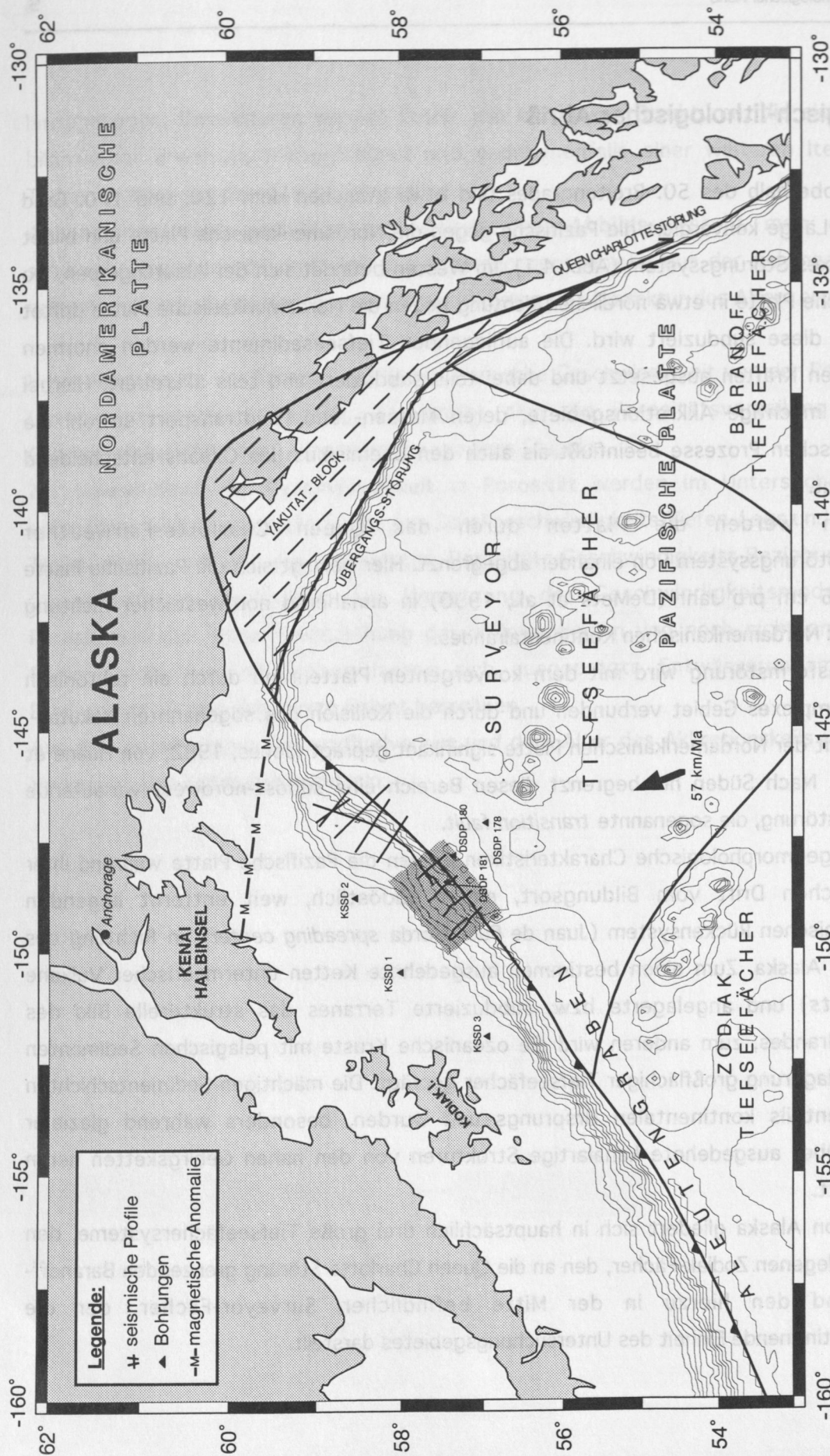


Abbildung 4.1: Die geologische Übersichtskarte des Golfes von Alaska zeigt die wesentlichen tektonischen Einheiten, wie Plattengrenzen, Störungsverläufe und die Konvergenzrichtung der kollidierenden Pazifischen und Nordamerikanischen Platte. Das südwestliche Netz reflexionseismischer Profile (*grau unterlegt*) bildet die Datenbasis für die durchgeführten Untersuchungen. Das nordöstliche Gebiet ist von J. Fröhn (1995) bearbeitet worden und zeigt markante Unterschiede in Struktur, Tektonik und Entwässerungsraten.

Der Surveyor-Fächer, mit teils bis zu 10 Millionen Jahre alten Sedimenten, hatte vor seiner Subduktion, etwa 6 Millionen Jahre früher, eine Ausdehnung, die etwa 70 Prozent des alaskanischen Festlandes entsprach (Stevenson, Embley, 1989).

Die einsetzende Subduktion des Yakutat-Terrans löste entlang der Küstengebiete von Alaska eine Hebung der Gebirgsketten aus. Im Pleistozän kam es zur Bildung riesiger Gletscher, die Küstenregionen und sogar Teile des Kontinentalschelfes bedeckten. Abtragung vom Land und Transport von Gesteinen durch glaziale Kräfte verursachten ein deutliches Ansteigen der Sedimentationsrate während des Pleistozäns.

Die nordöstliche Struktur der Plattengrenzen wird maßgeblich durch die Anlagerung und Subduktion des Yakutat-Blocks geprägt. Eine magnetische Anomalie, die entlang der südlichen Begrenzung des Yakutat-Blocks nach Westen verläuft, kennzeichnet die vermutliche Lage des subduzierten Teils dieses Terrans (Schwab et al., 1980; Plafker et al., 1980; Bruns, 1985). Die plattentektonische Drift des Yakutat-Blocks, wie sie Bruns (1983) für die letzten 50 Millionen Jahre bestimmt hat, deutet auf wenig strukturgebenden Einfluß auf das hier bearbeitete Untersuchungsgebiet hin (Abb. 4.1, grau unterlegte Fläche). Auch die Rekonstruktion der Lage der magnetischen Anomalie, und damit des Südrandes des Yakutat-Blocks, für die letzten 10 Millionen Jahre wie sie J. Fröhn (1995) durchgeführt hat, zeigt allenfalls eine marginale Wirkung auf die Morphologie des Gebietes an. Aufgrund der Komplexität der Strukturen und vorhandener lokaler Variationen läßt sich selbst in Regionen, die der Yakutat-Block mit großer Wahrscheinlichkeit während seiner tektonischen Drift durchquert hat, eine Einflußnahme auf das strukturelle Bild des Untergrunds kaum feststellen (Föhn, 1995). In dem von mir untersuchten Gebiet konnte somit allenfalls für das nordöstlichste Profil EDGE 302 ein auf den Yakutat-Block zurückzuführender Einfluß festgestellt werden. Maßgeblich sind aber trotzdem hier nur die Sedimente des Surveyor-Fächers.

Anfang der siebziger Jahre wurden vor Alaska mehrere Bohrungen im Rahmen des *Deep Sea Drilling Programs* (DSDP) niedergebracht, von denen besonders die Bohrungen 178 und 180 repräsentative Teile ungestörter Sedimentpakete durchteufen. DSDP-Bohrung 178 wurde in der westlichen alaskanischen Tiefsee-Ebene, ungefähr 70 bis 80 km von der Grabenachse entfernt, niedergebracht und reicht bis zum Basement in etwa 778 m Tiefe. Eine charakteristische Sedimentstruktur des Surveyor-Fächers konnte aufgestellt werden. Die spezifische Sedimentsequenz im Graben selbst wurde mit der gut 470 m tiefen DSDP-Bohrung 180 ermittelt. Tektonisch stark beanspruchte Sedimente sollten mit DSDP-

Bohrung 181 durchteuft werden, welche zirka 20 km kontinentwärts von der Deformationsfront entfernt liegt.

Detaillierte Analysen der gewonnenen Bohrkerns lieferten eine regionstypische lithologische Zusammensetzung, die mir eine stratigraphisch-lithologische Einordnung der reflexionsseismischen Profile ermöglichte.

DSDP-Bohrung 178 ergab eine Sedimentsequenz für den Surveyor-Fächer, die prägend von hemipelagischen Tonen und siltigen, feinsandigen Turbiditen dominiert wird und in drei lithologische Einheiten gegliedert werden kann (von Huene und Kulm, 1973). Die oberen 270 m bestehen hauptsächlich aus mittel- bis dunkelgrauen Tonen, durchsetzt mit von Gletschern herantransportierten Erratika. Nach den ersten 100 m nimmt deren Anzahl zugunsten siltiger Schichten ab. In der folgenden fast 500 m mächtigen Einheit (bis 742 m) kommt es zu einer Wechschelung von Tonen, kieseligen biogenen Sedimenten, siltigen Ablagerungen und sehr feinsandigen Turbiditen in unterschiedlichen Mächtigkeitsverhältnissen. Die untere Sequenz besteht aus unterschiedlich gefärbten Tonstein- und kalkigen Sedimenten und liegt auf einer 27 m dicken, schiefrigen aus pelagischem Ton aufgebauten Schicht mit typischem Tiefseecharakter. In 777,5 m Tiefe wurde die 50 Millionen Jahre alte olivin-basaltische ozeanische Kruste erbohrt. Das Alter basiert auf einer magnetischen Anomalie und hinterläßt eine bislang nicht geklärte zeitliche Diskrepanz zur aufliegenden, auf das untere Miozän datierten (20 Millionen Jahre), pelagischen Sedimentschicht.

DSDP-Bohrloch 180 befindet sich etwa 70 km nordwestlich von 178 und durchteuft eine fast 500 m mächtige Sedimentsequenz im Graben. Diese als Grabenfüllung bezeichnete Einheit liegt auf den Sedimenten des Surveyor-Fächers auf und nimmt in Richtung Deformationsfront, wegen der abtauchenden Lithosphärenplatte, an Mächtigkeit zu.

Sieben unterschiedliche lithologische Einheiten glazialen und interglazialen Ursprungs charakterisieren die Grabenfüllung. Sie bestehen hauptsächlich aus alternierenden Schichten siltiger Turbidite und silt-laminierter Tone, durchsetzt von glazialen sandigen bis kiesigen Erratika. Das Vorhandensein biogener Sedimente (Radiolarien und Diatomeen) impliziert ein voraussichtliches Alter von weniger als 0,5 Millionen Jahre, also spätes Pleistozän (von Huene und Kulm, 1973).

In den oberen Schichten dominieren graue Tone, die von 55 m bis 140 m von dünnen Siltschichten durchzogen werden und von 140 m bis 265 m erratisches Material enthalten. Die nächste Schicht (bis 315 m) besteht aus grün-grauem, diatomeenhaltigem Ton mit

einigen siltigen Zwischenlagen, gefolgt von einer grauen tonigen und siltigen Einheit (bis 390 m), die in den untersten 70 m wieder mit Erratika versetzt ist.

Weiter nordwestlich jenseits der Deformationsfront wurde DSDP-Bohrung 181 niedergebracht. Sie liegt am unteren Kontinentalhang etwa 2 km oberhalb des Grabens auf dem reflexionsseismischen Profil 71, etwa 15 bis 16 km vom ersten Schußpunkt entfernt. Der Hang steigt hier abrupt und untypisch steil mit einer Inkliniation bis 40° an. Kontinentwärts fällt er weniger steil geneigt in eine ungefähr 500 m tiefere Beckenstruktur ab. DSDP 181 befindet sich kurz hinter dem Kamm dieses unregelmäßig aufgebauten Rückens und durchteuft gut 370 m deformierter Sedimentschichten (von Huene und Kulm, 1973).

Drei lithologische Einheiten wurden erbohrt. Bis 117 m Tiefe befinden sich weiche bis verfestigte tonige Schichten im Wechsel mit dünnen Sandlagen, die teils mit gröberen, kiesigen, glazialen Erratika durchsetzt sind. Die nächste Einheit, bis 169 m Tiefe, ist ähnlich wie die darüber liegende aufgebaut, enthält aber im Gegensatz dazu weniger sandige aber dafür mehr diatomeenhaltige Sedimente. Der unterste 200 m mächtige Komplex besteht aus hartem, kompaktiertem Tongestein mit dünnen laminierten Siltlagen und sehr wenigen Erratika.

Die strukturgeologische Interpretation von Profil 71 in Zusammenhang mit den aktuellen bathymetrischen und magnetischen Ergebnissen der Forschungsfahrt SO96 (Flüh und von Huene, 1994), die in den Golf von Alaska führte, deutet mit großer Wahrscheinlichkeit darauf hin, daß an dieser Stelle ein *seamount* mit in die Subduktion einbezogen worden ist. Dieser subduzierte *seamount* gehört zu einer ganzen Kette von Tiefseevulkanen, die sich über den Surveyor-Fächer erstrecken (Abb. 4.1). Diese Interpretation erklärt zum einen die starke Kompaktion der unteren Sediment-Einheit und zum anderen die ungewöhnlich steile Hangneigung, da in Tiefseeregionen normalerweise Hänge über 20° kaum anzutreffen sind.

Die mit 10 % festgestellte Porosität dieser Einheit (von Huene und Kulm, 1973) erscheint allerdings sehr niedrig, da einerseits eine zusätzliche Deformation und Kompaktion während der Bohrung nicht ausgeschlossen werden kann und andererseits die Bearbeitung der reflexionsseismischen Profile, insbesondere der Linie 71, in diesen allerobersten Sedimenten keine derart extrem anomalen Änderungen der seismischen Geschwindigkeit aufgezeigt hat. Etwa 5 bis 10 % höhere Werte sind wahrscheinlicher und erhöhen somit die Plausibilität des geologisch-tektonischen Zustands der sedimentären Ablagerungen.

Im Jahre 1977 sind von der U.S.-amerikanischen Ölindustrie auf dem Kontinentalschelf weitere Bohrungen niedergebracht worden, von denen aber lediglich Ergebnisse von KSSD 1,2 und 3 (*Kodiak Shelf Stratigraphic Deep Wells*) bei der Bestimmung einer regionstypischen Geschwindigkeits-Porositätsbeziehung mitverwendet wurden. Eine weitere stratigraphisch-lithologische Relevanz dieser Bohrungen für das Untersuchungsgebiet kann aufgrund der Lage und des erdgeschichtlichen Alters der Sedimente ausgeschlossen werden.

Zur Klärung der tektonischen Prozesse, Entwässerungsmechanismen und zur Bestimmung von Fluidverlusten bei der Subduktion wurde die vordere aktive Region des Akkretionskeils mit Hilfe der Bearbeitung reflexionsseismischer Daten untersucht. Das Untersuchungsgebiet liegt ungefähr 150 km östlich der Kodiak-Insel und überdeckt einen jungen Grabenbereich, der lateral eine Ausdehnung von zirka 90 km besitzt und sich von der Grabenachse bis etwa 60 km kontinentalwärts erstreckt. Ab dieser Entfernung geht der tektonisch aktive Akkretionskeil in ein inaktiveres, geologisch älteres Gebiet mit typischen Untergrundformationen über. Hier konnten markante Rücküberschiebungen sowie eine keilförmige Struktur, der sogenannte aktive *Backstop*, erkannt werden. Der *Backstop*, eine für Subduktionszonen charakteristische Struktur, wurde an mindestens acht weiteren aktiven Plattengrenzen entdeckt (z.B. Peru, von Huene und Miller, 1987; Costa Rica, SONNE 81, Hinz u.a., 1992) und ist dem von Hinz u.a. (1991) in der Zulu See gefundenen *crustal splinter* sehr ähnlich. Da zwischen Deformationsfront und *Backstop* im Allgemeinen bis zu 90 % der Entwässerung stattfindet (Shipley und Moore, 1986), konnte die Bearbeitung der seismischen Linien für die hier relevanten Fragestellungen auf diesen Bereich eingeschränkt werden.

Durch die zum Teil extreme Dicke der auf der subduzierten Lithosphäre aufliegenden Sedimente - die seismischen Profile zeigen bis zu 4 km mächtige "Auftürmungen" - sollte das Fluidpotential und die Entwässerung sehr viel größer als an den meisten Kontinentalrändern sein.

5 Seismische Datenbearbeitung

5.1 Die reflexionsseismischen Rohdaten

Die reflexionsseismischen Daten stammen von mehreren Akquisitionskampagnen, die in den 70er und 80er Jahren vom U.S. Geological Survey im Golf von Alaska entlang des Aleutengrabens durchgeführt wurden. Das hier relevante Untersuchungsgebiet liegt östlich der Kodiak-Insel und überdeckt ein repräsentatives Grabengebiet von etwa 60 km ab der Deformationsfront bzw. Grabenachse kontinentalwärts und fast 90 km in lateraler Richtung (Abb. 5.1.1). Die Hauptlinien bestehen aus den Profilen **EDGE 302, 71, 63, 64** und 73, wobei Linie 73 aufgrund ihrer Lage lediglich den schlecht aufgelösten hinteren Teil von 64 ersetzt. Durch die fast äquidistante Anordnung des Linienabstands von ungefähr 30 km ist eine ausreichende Überdeckung des Gebietes für eine zweidimensionale Bearbeitung gewährleistet. Um die Korrelation der Linien untereinander zu ermöglichen und um laterale Trends zu erkennen, wurde zusätzlich ein Querprofil registriert (Linie 82), das allerdings wegen einer großen Datenlücke nach etwa 70 km nur drei Linien (EDGE 302, 71 und 63) kreuzt.

Die Bearbeitung der Profile ist im Rahmen dieser Arbeit auf den für die Entwässerung der Sedimente wichtigen, tektonisch aktiven Teil der ersten 50 bis 70 km beschränkt worden.

Die Linien 63, 64, 71, 73 und 82 sind in den Jahren 1976 und 1977 aufgenommen worden und zeichnen sich durch eine größtenteils akzeptable Datenqualität aus. Durch die Verwendung von einer abgestimmten 22-Liter-Luftpulsergruppe (*tuned air-gun array*) konnte genügend Energie die teils mehrere Kilometer mächtigen Sedimentschichten durchdringen. Dabei wurden auch Reflexionen von der ozeanischen Kruste (*Basement*), in teilweise 8 bis 9 km Tiefe, registriert. Mit einem 24-kanaligen, 2,4 km langen *Streamer* und einem Schußpunktastand von 50 m wurde eine 24-fache Untergrundsüberdeckung mit einem CMP-Abstand von 50 m erzeugt (von Huene, 1979). Durch eine spätere Spurinpolation zur Vermeidung von räumlichem Aliasing bei der Migration halbierte sich der CMP-Abstand im Endergebnis auf 25 m.

Im Jahr 1988 wurde das Profil EDGE-302 in industrieller Zusammenarbeit (DIGICON) mit modernsten Aufnahmebedingungen registriert. Die gute Qualität der Daten ist zum einen auf die hohe Anregungsenergie von einem 128 Liter *air-gun array* mit einem

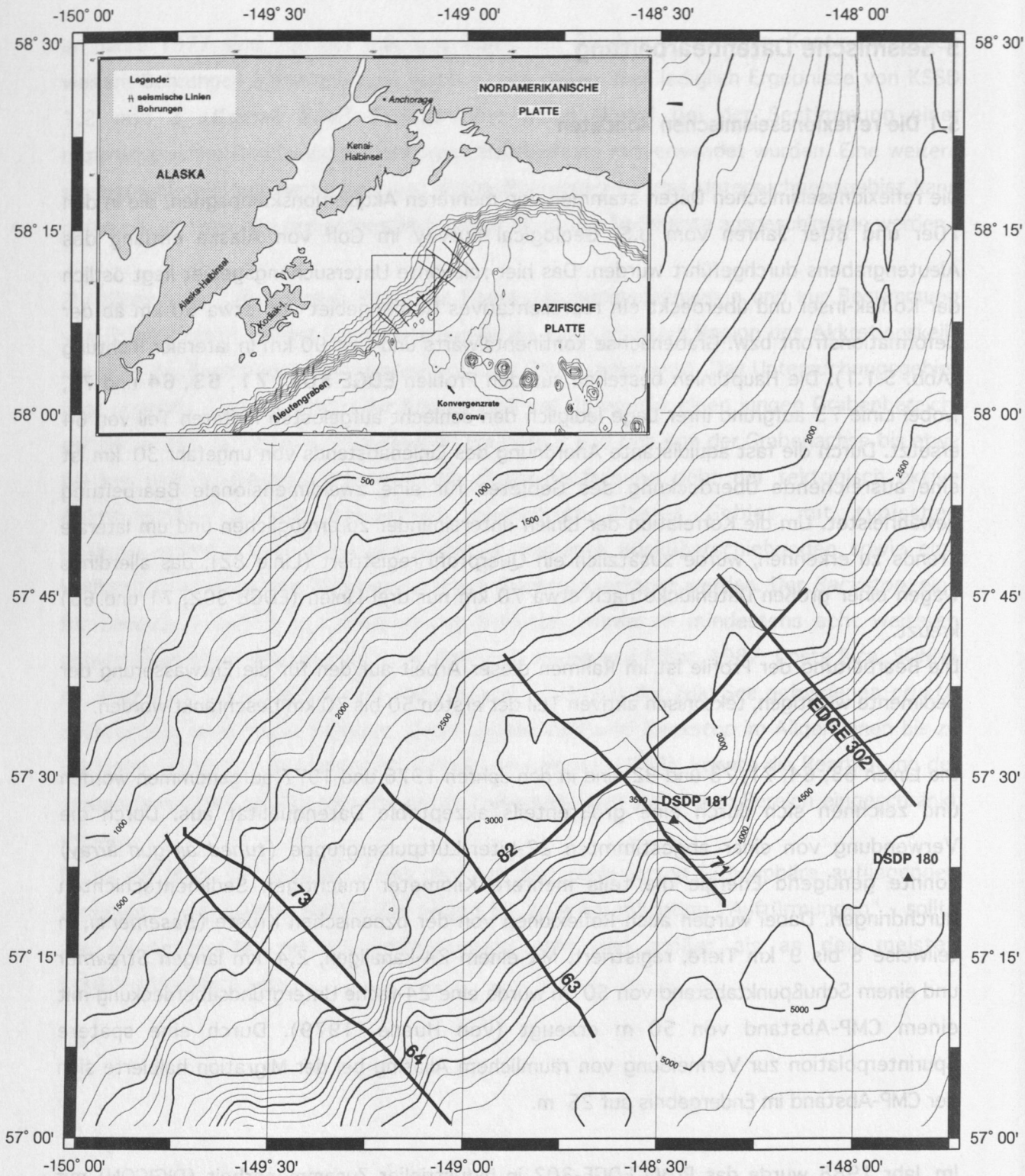


Abbildung 5.1.1: Lageplan der seismischen Profile und Bohrungen
(Isolinien des Meeresbodens in m.)

Schußpunktabstand von 50 m und zum anderen auf die Verwendung eines 240-kanaligen, 4 km langen *Streamers* zurückzuführen (Moore et al., 1991). Ein Hydrophongruppenabstand von 12,5 m bei 160 Kanälen und 25 m bei den restlichen 80 Kanälen erzeugte nach einer vertikalen Stapelung 160 äquidistante Spuren pro Schuß, so daß eine 80-fache Überdeckung mit einem CMP-Abstand von 25 m gewährleistet werden konnte. Verfahren zur Spurinterpolation waren in diesem Fall nicht nötig.

Die Linien wurden mit einer Registrierdauer von 12 Sekunden bzw. 16 Sekunden für EDGE 302 und einer Abtastrate von 4 ms aufgenommen. Die Datenbearbeitung beschränkte sich auch vertikal auf den relevanten Abschnitt bis knapp unterhalb des *Basements*, das im hinteren Abschnitt der Profile bei etwa 10 Sekunden lag.

Das Datenmaterial stand in unbearbeitetem Zustand schußsortiert und demultiplext in einem seismischen Standard-Format (SEG-Y) zur Verfügung. Die Bearbeitung erfolgte unter Berücksichtigung seismischer Besonderheiten und der Komplexität von Untergrundstrukturen, wie sie in Akkretionsgebieten zu erwarten sind. Zu diesem Zweck wurde für die vorliegende Arbeit, auf der Grundlage eines Standard-Bearbeitungsschemas, eine der Problematik angepaßte Prozeß-Abfolge entwickelt, mit der es möglich war, aus stark gestörten Rohdaten Datensätze hoher Qualität zu erzeugen, die letztlich ein optimal aufgelöstes Abbild des Untergrunds lieferten.

In diesem Zusammenhang sei angemerkt, daß die Sektionen EDGE 302 bzw. 71 von D. Kläschen und R. von Huene (GEOMAR) bzw. M.-A. Gutscher (GEOMAR) bearbeitet worden sind. Da diese Linien mit äquivalenter Zielsetzung behandelt wurden, gilt nachfolgende Prozeß-Abfolge für das gesamte Untersuchungsgebiet.

5.2 Ziel der seismischen Datenbearbeitung

Hauptzielsetzung der seismischen Datenbearbeitung war es, die Untergrundstruktur mittels Reflexionslaufzeiten optimal zu erfassen und Informationen über die vorherrschenden lithologischen Parameter zu gewinnen. Aufgrund der physikalisch äußerst komplexen Vorgänge, denen seismische Signale beim Durchqueren des Untergrunds unterliegen, waren die registrierten Rohdaten deutlich von Störsignalen überlagert. Eine wichtige Aufgabe der sogenannten Standard-Bearbeitung war, diese Störungen soweit zu reduzieren, daß nach weiterer Bearbeitung und Analyse (z. B. Geschwindigkeitsbestimmungen und Erzeugung von

Tiefenschnitten) gesicherte Angaben über die Untergrundstruktur gemacht werden konnten. Das Hauptkriterium zur Bestimmung der Datenqualität, das Nutz-Stör-Signalverhältnis, galt es zu optimieren.

Alle in einem Seismogramm vorkommenden Signale, die nicht den Primärreflexionen vorhandenen Untergrundstrukturen entsprachen, wurden als Störung aufgefaßt und mußten reduziert oder möglichst eliminiert werden. Hauptsächliches Augenmerk wurde dabei auf die Reduktion der mikroseismischen Unruhe, des sogenannten statistisch unabhängigen Rauschens (*Noise*), und auf die Unterdrückung multipler Reflexionen gelegt. Mit zunehmender Laufzeit rückte die Amplitude des seismischen Signals aufgrund von Energieverlusten (sphärische Divergenz, Absorption, etc.) immer mehr in die Größenordnung des Rauschens, so daß die Identifikation von Reflexionen stark erschwert wurde.

Multiple Reflexionen liefern normalerweise keine weiteren Informationen über den Untergrund und überlagerten häufig primäre Signale. Ihre markanten Einsätze registriert man hauptsächlich bei hohen Reflexionskoeffizienten an den Schichtgrenzen, wie sie in der marinen Seismik an der Luft/Wassergrenze und an der Wasser/Meeresbodengrenze vorkommen (Militzer und Weber, 1987). Zu den hier auftretenden Multiplen zählten zum einen die direkten Meeresbodenmultiplen mit einem vielfachen der Primärlaufzeit und zum anderen die von der Luft/Wassergrenze stammenden energiereichen, langandauernden, sinusförmigen Reverberationen (*ringing, singing*), die die Seismogramme unleserlich machten.

Weitere nicht zu unterschätzende Störungen waren einerseits die bei Druckgasentspannung mittels Luftpulser entstandenen oszillatorischen Schwingungen der Luftblase (*Bubble-Effekt*) und andererseits in den Registrierungen vorkommende nadelimpulsförmige Störsignale (*Spikes*), zum Teil mit Amplituden in der Größenordnung von Reflexionssignalen.

Die *Bubble*-Schwingung, die mehr als ein Drittel der elastomechanischen Energie beansprucht, überlagert das Seismogramm mit einer typischen Periode¹ von näherungsweise 100 ms. Auffallende Frequenzeinbrüche im Abstand von zirka 10 Hz charakterisierten die Amplitudenspektren der Rohdaten.

¹ Für die *Bubble*-Periode gilt korrekterweise eine nach Rayleigh und Willis benannte Beziehung in Abhängigkeit von der Wassertiefe der Luftblase, des Luftdruckes und dem Nennvolumen des Luftpulsers (Kramer et al., 1968).

Da die *Spikes* unterschiedliche Amplituden und sowohl Kohärenz als auch Inkohärenz aufwiesen, waren ihre Ursachen kaum zu ermitteln. Mögliche Auslöser wären unter anderem defekte Kanäle oder im kilometerlangen *Streamer* induzierte elektromagnetische Signale.

Die bestmögliche Reduktion all dieser Störeinflüsse bildete für die Durchführung der weiteren Bearbeitungsschritte eine Grundvoraussetzung. Ein weiterer Schritt war vor allem die Migration, also die Berechnung einer diffraktionsfreien Sektion, bei der die Reflektoren bezüglich der Tiefe lagerichtig abgebildet werden. Nicht unterdrückte Störungen jeder Art verhindern den Erhalt einer seismisch optimal aufgelösten Sektion und machen den diffizilen Arbeitsabschnitt der geologischen Interpretation häufig unmöglich.

Nachfolgende Unterkapitel stellen die verwendete optimierte Processing-Sequenz dar, welche die Erzeugung von Zeit- und Tiefensektionen hoher Datenqualität ermöglichte.

5.3 Die Processing-Sequenz

Abbildung 5.3.1 zeigt ein Schema der Prozeß-Abfolge mit besonderer Berücksichtigung der Verfahren zur Reduktion der verschiedenen Störeinflüsse.

Die ersten Schritte zur Aufbereitung der Daten für weiteres Processing waren das Spureneditieren und die Abspielung bzw. Darstellung einer aus quellnahen Spuren erzeugten Sektion. Beim Editieren wurden die Spurköpfe und die Daten auf Vollständigkeit, Zuverlässigkeit und Qualität überprüft und nötigenfalls korrigiert. Dabei sind stark gestörte Spuren nullgesetzt worden. Ferner war eine Zeitkorrektur erforderlich, da die Daten auf den Originalbändern aus Speicherplatzgründen um den Betrag der Wasserlaufzeit (im Graben ca. 5-6 Sekunden) reduziert vorlagen.

Mittels der Nahspursektion, die den theoretischen *zero-offset* Fall mit Signalanregung und Aufnahme am gleichen Ort grob annäherte, erhielt man einen ersten Überblick von der Datenqualität und den im Untergrund vorhandenen Strukturen. Deutliche Störeinflüsse, wie zum Beispiel *Spikes* und die starke Meeresbodenmultiple, legten an dieser Stelle bereits eine grundsätzliche weitere Vorgehensweise zu deren Reduktion fest. Die Ermittlung optimaler Bearbeitungsparameter durch repräsentative Testbearbeitungen war einer der wichtigsten Schritte innerhalb der gesamten Processing-Sequenz. Dieses effektive Vorgehen lieferte bei minimiertem Zeit- und Arbeitsaufwand Ergebnisse, die ein hohes Maß an Auflösung und Lesbarkeit aufweisen.

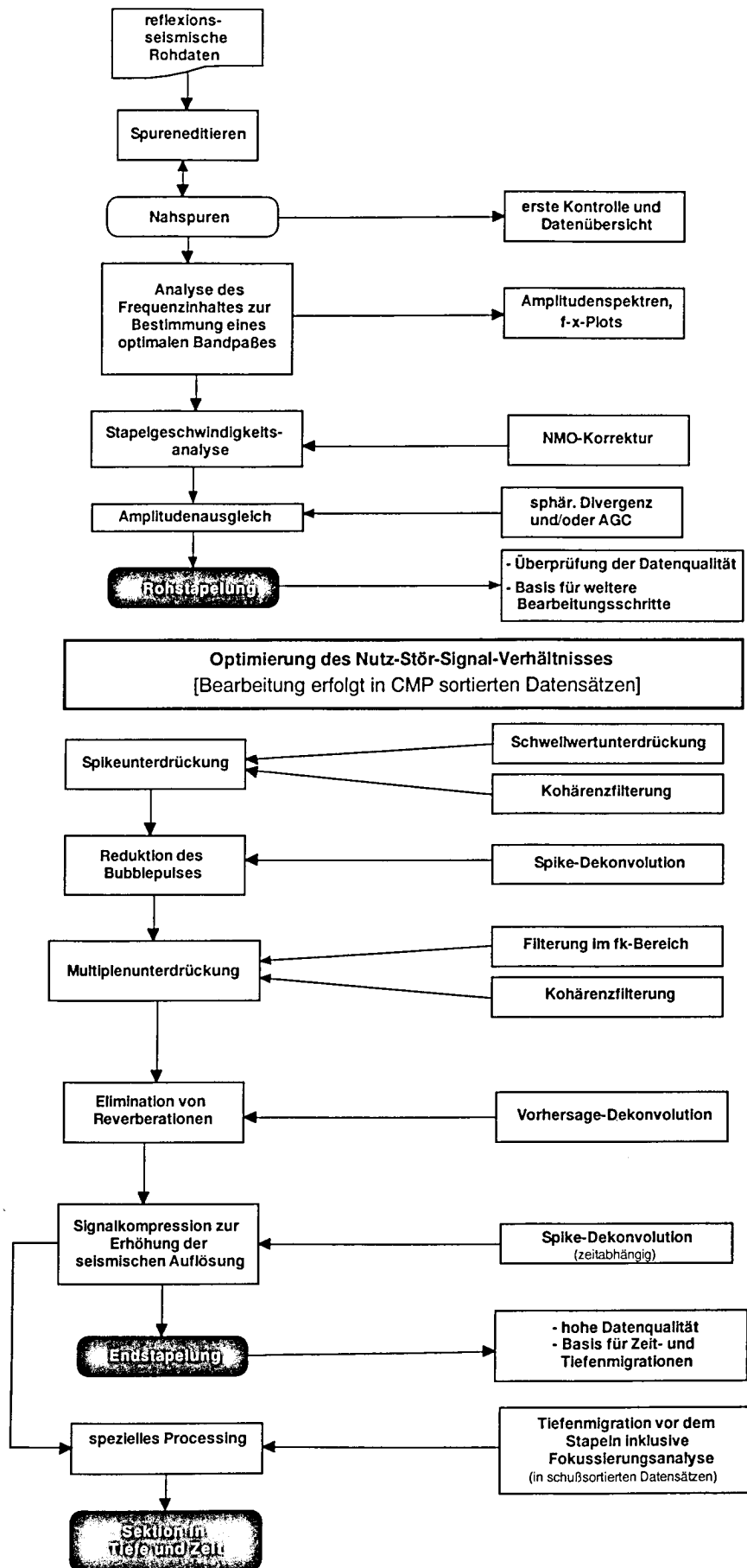


Abbildung 5.3.1: Processing-Schema zur Erzeugung von optimal aufgelösten Zeit- und Tiefensektionen aus unbearbeiteten reflexionsseismischen Daten

Mittels ausgewählter Amplitudenspektren erhielt man einerseits einen Querschnitt über vertikale und auch laterale Amplitudenverluste und andererseits Informationen bezüglich des spektralen Inhalts der Daten.

Seismische Wellen erleiden auf ihrem Weg durch den mit lateralen und vertikalen Geschwindigkeitsvariationen behafteten, nur unvollkommen elastischen Untergrund ständig zunehmende Verluste durch sphärische Divergenz, Transmission und unelastische Dämpfung (Militzer und Weber, 1987). Für weitere Bearbeitungsschritte war sowohl ein lateraler als auch ein vertikaler Amplitudenausgleich notwendig. Die Amplitudenkorrektur in lateraler Richtung, also mit zunehmender Entfernung von der seismischen Quelle, konnte mit Einzelspurnormierungen im schuß- oder CMP-sortierten Datensatz (*shot-Gather*, *CMP-Gather*, *common mid point*)) erreicht werden. Eine gleichmäßige Energieverteilung innerhalb der *Gather* ist für anschließende Stapelprozesse, also für die Verstärkung von Nutzsignal und Reduktion von Störungen, unerlässlich. Durch Ausgleich in vertikaler Richtung, mittels Rückrechnung der sphärischen Divergenz (basierend auf dem Stapelgeschwindigkeitsmodell), sollten aus den registrierten nicht-stationären Zeitreihen in Näherung stationäre Zeitreihen gewonnen werden, um die theoretischen Voraussetzungen für Dekonvolutionsverfahren zu erfüllen. Da die Erhaltung der wahren Amplituden hier von untergeordneter Bedeutung war, reichte in der Regel die in der Seismik übliche Annäherung mittels automatischer Amplitudenregelung (AGC = *Automatic Gain Control*) aus.

Bei der Festlegung der Frequenzfiltergrenzen zur Erzeugung eines optimalen Bandpaßfilters wurde in Abhängigkeit von der Laufzeit jeweils nur der relevante spektrale Hauptanteil berücksichtigt. Besonders tief- oder hochfrequenter *Noise* konnte auf diese Weise wirkungsvoll reduziert werden.

Nach Amplitudenausgleich und Frequenzfilterung wurden die schußsortierten Daten nach gemeinsamen Mittelpunkten sortiert (CMP-Sortierung), dynamisch korrigiert und eine zero-offset-Sektion, die sogenannte Rohstapelung, erzeugt.

Aufgrund der Mehrfachüberdeckung des Untergrunds (Linie 63, 64, 71, 73, 82: 24-fach, CMP-Abstand: 50 m; EDGE 302: 80-fach, CMP-Abstand: 25 m) ließen sich CMP-Familien erzeugen, deren Reflexionslaufzeiten vor der Aufstapelung auf die Lotzeit reduziert werden mußten. Obwohl bei geneigten Horizonten die rechenaufwendigeren DMO-Prozesse (DMO = *dip moveout*) benutzt werden sollten, reichte in der Regel die in der seismischen Datenbearbeitung übliche Näherung mittels NMO-Korrektur (NMO = *normal moveout*) aus. Das zur NMO-Korrektur benötigte Stapelgeschwindigkeitsmodell wurde mittels Anwendung und Analyse eines Geschwindigkeitsfächers auf ausgewählte *CMP-Gather* mit anschließender

Probestapelung erstellt. Die Rohstapelsektion zeigte die von Störeinflüssen überlagerten Untergrundstrukturen und bildete das Richtmaß für alle nachfolgenden Bearbeitungen.

Die nun folgende eigentliche Optimierung des Nutz-Stör-Signal-Verhältnisses produzierte einen weitgehend störungsfreien Datensatz, der die Eingabe für die Migrationsverfahren zur lagerichtigen Projektion der Reflektoren bildete.

In den anschließenden Unterkapiteln werden die benutzten Verfahren zur *Spike*-Unterdrückung, Reduktion des *Bubblepulses*, Multiplenunterdrückung, Elimination der Reverberationen und *Wavelet*-Komprimierung vorgestellt. Danach folgt ein Überblick der verwendeten Migrationsverfahren sowie die Darstellung und Diskussion der Ergebnisse.

5.4 Reduktion der Störsignale

Die wirkungsvolle Unterdrückung der Störsignale bildet den Schwerpunkt in diesem Unterkapitel. Ausgehend von den frequenzgefilterten und amplitudenkorrigierten Daten erfolgte das weitere *Processing* in CMP-sortierten Datensätzen. Vorgestellt werden teilweise mehrere Verfahren, die einzeln oder auch kombiniert angewendet zum Erfolg führten.

5.4.1 Elimination der nadelförmigen Störimpulse

Viele Spuren der Rohdaten aller seismischen Linien waren mit *Spikes* durchsetzt. Das nachträgliche Feststellen der möglichen Ursachen von Nadelimpulsen war im Einzelfall kaum mehr möglich. Sie könnten zum einen auf fehlerhafte Kanäle, und zum anderen auf die Induktion elektromagnetischer Signale im *Streamer* zurückzuführen sein. Aufgrund der unterschiedlichen Amplituden und der hohen Inkohärenz war eine Erklärung für die Phänomene hier unmöglich. Dennoch mußten die *Spikes* für nachfolgende Prozesse, insbesondere für die Migration, vollständig eliminiert werden. Nicht entfernte Nadelimpulse stören Migrationsverfahren derart, daß ihre Energie auf die benachbarten Spuren verteilt bzw. "verschmiert" wird, primäre Reflexionssignale überlagert werden und somit das Seismogramm unlesbar erscheint.

Spikes, deren Amplituden größer als die des Reflexionssignals waren, konnten auf einfachste Weise mittels eines Schwellwertverfahrens entfernt werden. Überschritt das Signal einen festgelegten Amplitudenwert (Schwellwert), wurde die Amplitude dem Umgebungsniveau

angepaßt oder drastischer die komplette Spur nullgesetzt. Vor- und Nachteile dieses Verfahrens sind offensichtlich: Einerseits läßt sich eine schnelle und unkomplizierte Anwendung realisieren, andererseits hingegen verliert man beim Nullsetzen eventuell zu viele Spuren. Desweiteren werden keine Nadelimpulse, deren Amplituden in der Größenordnung der Reflexionssignale liegen, erfaßt. Letzteres trat bei allen Datensätzen auf und erzwang den Einsatz eines wirkungsvolleren Verfahrens. Aufgrund der Tatsache, daß die vorkommenden Spikes äußerst hohe Inkohärenz bezüglich der benachbarten Spuren aufwiesen, konnten durch Anwendung eines entsprechenden Kohärenzfilters alle restlichen Nadelimpulse entfernt werden. Der Filter wurde so eingestellt, daß alle Energie, die nicht maximale Inkohärenz zeigte, den Prozeß unbeeinflusst passieren konnte. Die resultierenden Datensätze waren sowohl *spikefrei*, als auch weniger von inkohärentem Rauschen gestört. Da Rauschen innerhalb bestimmter Grenzen statistische Abhängigkeit aufweist, konnte auf diese Weise nur ein geringer Anteil vermindert werden.

5.4.2 Reduktion des *Bubblepulses*

Ein in der marinen Seismik auftretendes Phänomen ist der sogenannte *Bubble*-Effekt. Bei der Verwendung von Luftpulsern (*air-guns*) als seismische Quelle entsteht durch die Druckgasentspannung eine oszillierende Luftblase (*Bubble*) und überlagert die Registrierungen der Reflexionssignale aus dem Untergrund (Militzer und Weber, 1987). Der Nachschwingvorgang *des Bubble*, bis zum Entweichen an der Wasseroberfläche nach einigen 10tel Sekunden, erweist sich als äußerst komplexer Vorgang, der nur mittels empirisch ermittelter Werte näherungsweise beschrieben werden kann (Militzer und Weber, 1987).

Die Luftblase schwingt mit einer charakteristischen Periode in Abhängigkeit von der Wassertiefe der Luftblase, des Luftdruckes und des Nennvolumens des Luftpulser. Durch die Verwendung von aufeinander abgestimmten Luftpulsergruppen (*tuned air-gun-arrays*) mit unterschiedlichen Tiefenlagen, Volumen und Auslösezeiten werden primäre Impulse konstruktiv und die sekundären *Bubble*-Schwingungen teilweise destruktiv überlagert.

Obwohl in modernen Registrierungen, wie bei dem Profil EDGE 302, der *Bubble*-Einfluß bei der Aufnahme schon so weit reduziert werden konnte, daß die Reste durchaus vernachlässigbar waren, mußte bei allen anderen älteren Daten eine effektive Methode zur Unterdrückung eingesetzt werden.

Deutlich erkennbar war der *Bubble* -Impuls in den Amplitudenspektren. Besser jedoch war er in den sogenannten F-X-Plots² (Kravis, 1986) durch Frequenzeinbrüche bei etwa 15 Hz und 25 Hz, also im Frequenzabstand von 10 Hz, zu erkennen. Man berechnet hieraus eine häufig vorkommende typische Periode von 100 ms.

Als wirkungsvolle Methode kam hier die inverse Filterung oder Dekonvolution zum Einsatz. Ziel aller Dekonvolutionsverfahren ist es, die Filtereffekte rückgängig zu machen, denen das Quellsignal sofort nach der Anregung beim Durchqueren des Untergrunds bis zu seiner Registrierung ausgesetzt ist. Der ursprüngliche Quellimpuls wird mit zunehmender Laufzeit immer breiter und verliert an Schärfe. Die Signal-Dekonvolution (*Spike*-Dekonvolution) nähert durch die Komprimierung des seismischen Signals (*wavelet*) den ursprünglichen Impuls an und erhöht somit die Auflösbarkeit der Seismogramme (Militzer und Weber, 1987; Yilmaz, 1987). Im spektralen Bereich ist die Dekonvolution durch ihre ausgleichende Wirkung zu erkennen, das Spektrum wird quasi "weißer". Prozesse, die in der Datenbearbeitung unter den Begriffen *spectral blancing* oder *spectral whitening* zu finden sind, basieren sehr häufig auf *Spike*-Dekonvolutionsverfahren.

Eine sehr wichtige Voraussetzung für die erfolgreiche Anwendung der Dekonvolution war die Minimalphasigkeit der Signale. Nur wenn das aus dem Seismogramm extrahierte, allgemeine *Wavelet* minimalphasig ist, ist das inverse Wavelet, also der Dekonvolutionsoperator, in der Wirkung am effektivsten (Yilmaz, 1987). Mit zunehmender Laufzeit wurde aber das ursprünglich minimalphasige Quellsignal durch die Filtereffekte des Untergrunds zunehmend gemischtphasig. Durch eine vorher angewendete Minimum-Delay-Transformation konnten Phasenfehler durch den Dekonvolutionsprozeß vermieden werden.

Vor der *Spike*-Dekonvolution wurde in der Regel auf die Einzelspuren eine Minimum-Delay-Transformation angewendet und so eine fast vollständige Elimination der *Bubble*-Schwingung erreicht. Die Einbrüche in den Spektren waren verschwunden, und der Frequenzinhalt der Signale war insgesamt wesentlich ausgeglichener.

² Bei F-X-Plots handelt es sich um die Darstellung aller Frequenzspektren einer Sektion gegenüber der Entfernung (*offset*).

5.4.3 Multiplenunterdrückung

Für die Unterdrückung von multiplen Reflexionen existieren in der seismischen Datenbearbeitung eine Menge von Verfahren, von denen Geschwindigkeitsfilter zu den gebräuchlichsten gehören. Insbesondere zu nennen ist hier die teilweise eingesetzte Filterung im Frequenz-Wellenzahl-Bereich (f-k-Filter). Hierbei handelt es sich um einen Mehrkanalfilter, der aufgrund der unterschiedlichen Scheingeschwindigkeiten zwischen primären und multiplen Signalen beide Energieanteile im f-k-Bereich zu trennen vermag. Da durch verschiedene Scheingeschwindigkeiten die Hyperbeläste von Reflexionen im CMP-*Gather* unterschiedliche Krümmung aufweisen, liegen die Energien nach entsprechenden *Move-Out*-Korrekturen und der zweifachen Fouriertransformation in den Frequenz-Wellenzahl-Bereich in separierbaren Quadranten des f-k-Spektrums. Eine Rücktransformation ohne den Multiplenanteil ergibt theoretisch einen multiplenenfreien Datensatz. In der Praxis waren die Hyperbelkrümmungen besonders auf den Nahspuren nur wenig unterschiedlich, und die eindeutige Auftrennung der Energieanteile im f-k-Bereich konnte nicht gewährleistet werden. Nach der Rücktransformation blieben somit noch kräftige Multiplenreste übrig, die nur durch radikales Nullsetzen der entsprechenden Spuren eliminiert werden konnten. Dies führte jedoch zu einem sehr starken Verlust auch an Primärenergie und machte die dazugehörigen Seismogrammteile häufig unbrauchbar.

Ein weiterer Nachteil des f-k-Filters war die große Abhängigkeit bezüglich des räumlichen Aliasing, das nur vermieden werden kann, falls für jede abzutastende Wellenlänge mindestens zwei Stützstellen existieren. In der Praxis bestimmt man einen größtmöglichen *Dip* (entspr. dem Zeitunterschied des Signals zur nächsten Spur pro Spurabstand) innerhalb einer Sektion, der noch korrekt transformiert wird, in Abhängigkeit von der vorherrschenden Geschwindigkeit, der Nyquistfrequenz und des Spurabstandes (Militzer und Weber, 1987). Geschwindigkeit und Nyquistfrequenz waren feste Größen, und so konnte dieser maximale *Dip* nur durch eine künstliche Erhöhung des Meßpunktabstands, also durch eine Spurinterpolation, vergrößert werden. Durch eine Halbierung des CMP-Abstands von 50 m auf 25 m konnten räumliche Aliaseffekte bei der f-k-Transformation weitgehend vermieden werden. Angemerkt sei, daß Profil EDGE-302 aufgrund der modernen Aufnahmebedingungen keiner Interpolation bezüglich des *offsets* bedurfte. Die offensichtlichen Nachteile einfacher Spurinterpolationen ohne Dipanalyse waren zum einen, daß die interpolierten Spuren keine neuen Informationen lieferten und zum anderen, daß sich Störungen und Fehler der Nachbarspuren mit abbildeten und teilweise sogar addierten. Komplexere Interpolationsverfahren mit Dipanalyse lieferten kaum bessere Ergebnisse, waren aber wesentlich rechenzeitaufwendiger.

Viele Probeanwendungen auf ausgewählten Profilabschnitten zeigten häufig diese unbefriedigenden Resultate und erforderten den Einsatz eines besser wirkenden Verfahrens. Eine Möglichkeit, bei den vorliegenden Daten eine höhere Qualität der Ergebnisse zu erzielen, war die Anwendung eines konventionellen Kohärenzfilters, der sich zudem vom räumlichen Aliasing als unabhängig erwies. Die Methode basierte auf der hohen Tauglichkeit des Filters, horizontal kohärente Signale optimal zu erkennen. Vor der Anwendung mußten die multiplen Reflexionen zunächst bezüglich des *Move-Outs* auf unendliche Scheingeschwindigkeit korrigiert werden. Da die Scheingeschwindigkeit der Meeresbodenmultiplen mit guter Genauigkeit der bekannten Wassergeschwindigkeit von ca. 1480 m/s entspricht, waren die Signale nach der Korrektur untereinander maximal korrelierbar. Der Filter war derart konzipiert, daß nur hoch kohärente Energieanteile, also die Multiple, erfaßt und herausgefiltert wurden. Für bestmögliche Ergebnisse war es allerdings notwendig, daß die Anwendung nur in einem abgegrenzten multiplenüberlagerten Zeitbereich erfolgte. Zeitfenster, die kurz oberhalb der Multiple begannen und am Spurende aufhörten, lieferten durchgehend gute, multiplenfreie Ergebnisse. Die Multiple konnte auf diese Weise bei allen Profilen effektiv und ohne allzu großen Verlust an primärer Energie reduziert werden. Dort, wo die Multiplenenergie zum Beispiel durch Fokussierungseffekte besonders hoch war (in Sedimentationsbecken) oder die Signale zusätzlich Inkohärenz aufwiesen, waren noch minimale Restanteile erkennbar. Ein hierdurch störender Einfluß auf nachfolgende Bearbeitungsschritte, wie die Migration, lag innerhalb vertretbarer Grenzen und bedurfte keiner zusätzlichen Berücksichtigung.

5.4.4 Verminderung der Reverberationen

Reverberationen sind Mehrfachreflexionen mit kurzem Wellenweg, die von der Luft/Wasser-Grenze und Wasser/Meeresboden-Grenze stammen. Sie überlagern Primärreflexionen als hochenergetische, sinusförmige Störwellen und erschweren die Identifikation tieferliegender Reflektoren (Militzer und Weber, 1987). Langandauernde reverberative Signale waren in allen Daten vorhanden und störten besonders den Bereich wenige Sekunden unterhalb des Meeresbodens. Eine effiziente Methode, diese Art von Multiplen zu unterdrücken, war die Vorhersage-Dekonvolution. Vorhersagbare Störungen, wie multiple Reflexionen, konnten für spätere Zeitpunkte abgeschätzt und dadurch auch eliminiert werden.

Basierend auf den Prinzipien der *Spike*-Dekonvolution, die das Wavelet bei der Zeitverzögerung Null zum ursprünglichen Quellimpuls formt, werden bei der Vorhersage-Dekonvolution (multiple) Signale für eine frei wählbare, positive Zeitverschiebung berechnet und aus den Daten gefiltert, um so das eigentliche "scharfe" Ausgangssignal zu rekonstruieren.

Durch die Anwendung der Vorhersage-Dekonvolution, mit einer Vorhersagelänge, die etwa der Periode der Störungen entsprach (wenige 100 ms), konnten alle Reverberationen eliminiert werden, und die Sektionen gewannen deutlich an Klarheit und Auflösbarkeit. Besonders in den tektonisch stark beanspruchten Regionen, auf den ersten drei bis vier Sekunden unterhalb des Meeresbodens, ließen sich die Reflexionen eindeutiger den möglichen Untergrundstrukturen zuordnen.

5.4.5 Signalkomprimierung

Ziel der Komprimierung der registrierten Signale zum ursprünglichen Anfangsimpuls war es, weitere Filtereffekte des Untergrunds zu reduzieren und so eine Optimierung der Auflösung und somit Lesbarkeit der Seismogramme zu erreichen.

Zur allgemeinen Signalkomprimierung wurden die gleichen Dekonvolutionsverfahren eingesetzt, wie sie schon in den Unterkapiteln 5.4.2 zur Reduktion des *Bubblepulses* und 5.4.4 zur Verminderung der Reverberationen zum Einsatz kamen.

Da auf allen vorliegenden Daten *Bubble*-Effekte und auch die reverberativen Einflüsse hauptsächlich auf die oberen Sekunden beschränkt waren, konnte das seismische Signal allein aus der Meeresbodenreflexion extrahiert werden und daraus ein wirksamer Filteroperator zur Komprimierung bestimmt werden. Dessen Wirkung beschränkte sich allerdings aufgrund der Variation des *Wavelets* mit zunehmender Zeit nur auf diesen oberen Abschnitt.

Eine "Verschärfung" der Signale in den unteren Bereichen konnte nur durch eine erneute Waveletbestimmung aus zeitlich späteren Reflexionen erreicht werden. Die Automatisierung der erforderlichen zeitabhängigen Dekonvolution wurde durch Anwendung eines adaptiven Filters gewährleistet. Im allgemeinen genügte eine Aufteilung der Spuren in zwei bis drei Abschnitte, in Einzelfällen waren jedoch bis zu zehn Abschnitte erforderlich.

Abbildung 5.4.1 zeigt den Vergleich zwischen der unbearbeiteten Stapelsektion (Rohstapelung) und der Endstapelung, bei der alle Störanteile optimal reduziert wurden, am Beispiel des Profils 63. Die Gegenüberstellung dieser beiden Zwischenergebnisse hat vorwiegend Kontrollfunktion über die erfolgreiche Anwendung der Processing-Schritte. Der kombinierte Einsatz aller beschriebenen Verfahren führte über die Erhöhung der allgemeinen Dynamik und über die Optimierung des Signal-Noise-Verhältnisses zu einer deutlichen Anhebung der Datenqualität. Besonders hervorzuheben ist hier noch einmal die wirksame Unterdrückung der Meeresbodenmultiplen, deren störender Einfluß bei nachfolgenden Migrationsprozessen ("Migrationssmiles"), vermieden wird.

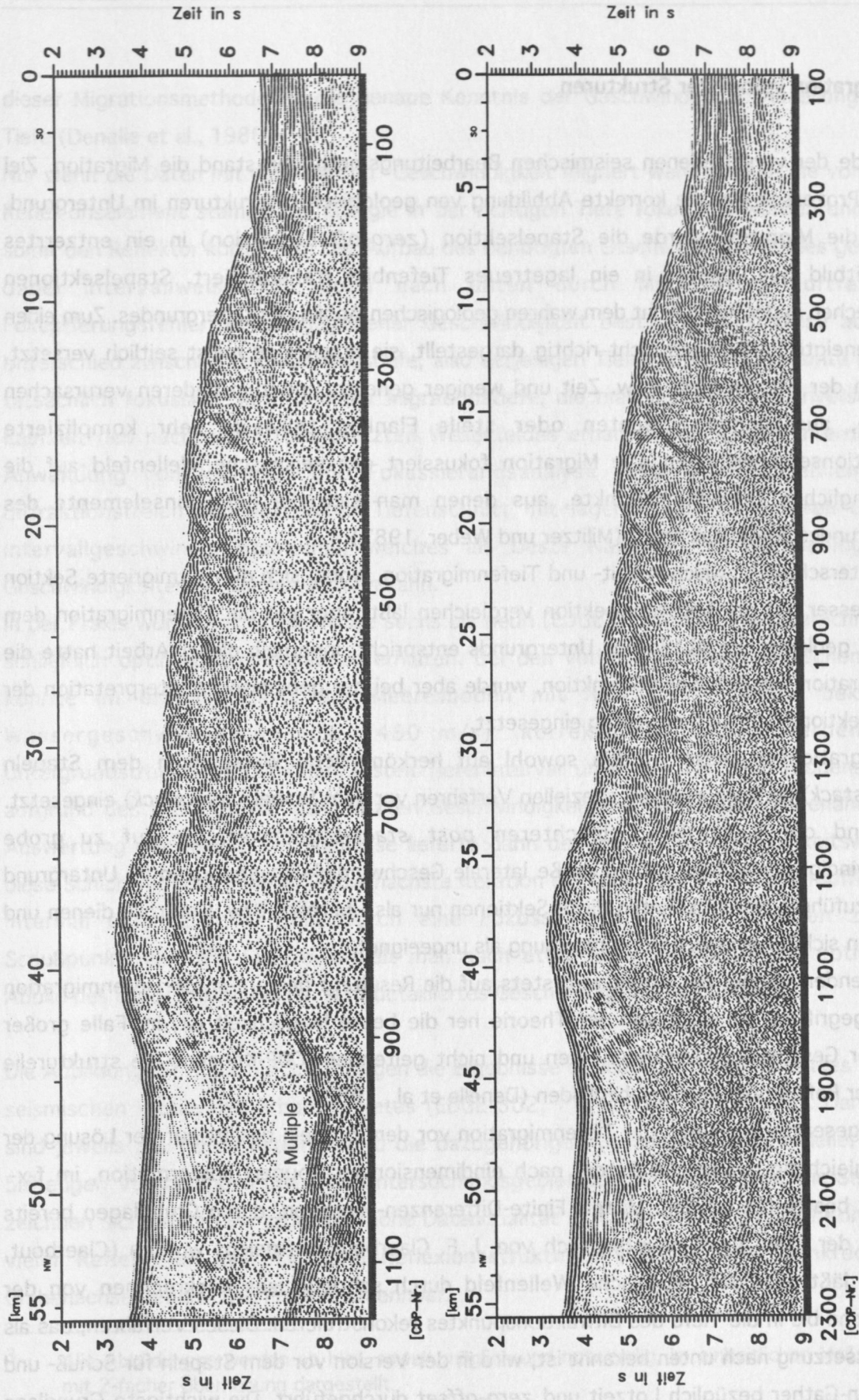


Abbildung 5.4.1: Vergleich von Rohstapelung (oben) und Endstapelung (unten) am Beispiel des Profils 63

5.5 Migration komplexer Strukturen

Am Ende der verschiedenen seismischen Bearbeitungsmethoden stand die Migration. Ziel dieses Prozesses war die korrekte Abbildung von geologischen Strukturen im Untergrund. Durch die Migration wurde die Stapelsektion (*zero-offset*-Sektion) in ein entzerrtes Laufzeitbild oder besser in ein lagetreues Tiefenbild transformiert. Stapelsektionen entsprechen in der Regel nicht dem wahren geologischen Abbild des Untergrundes. Zum einen sind geneigte Reflektoren nicht richtig dargestellt, sie erscheinen meist seitlich versetzt, nicht in der wahren Tiefe bzw. Zeit und weniger geneigt, und zum anderen verursachen Brüche, auskeilende Schichten oder steile Flanken teilweise sehr komplizierte Diffraktionserscheinungen. Die Migration fokussiert das seismische Wellenfeld auf die ursprünglichen Diffraktionspunkte, aus denen man sich die Reflexionselemente des Untergrundes aufgebaut denkt (Militzer und Weber, 1987).

Man unterscheidet zwischen Zeit- und Tiefenmigration, wobei sich die zeitmigrierte Sektion zwar besser mit der Endstapelsektion vergleichen läßt, aber nur die Tiefenmigration dem wahren geologischen Abbild des Untergrunds entspricht. Innerhalb dieser Arbeit hatte die Zeitmigration lediglich Kontrollfunktion, wurde aber bei der geologischen Interpretation der Tiefensektionen zur Unterstützung eingesetzt.

Die Migrationsprozesse wurden sowohl auf herkömmliche Weise nach dem Stapeln (*post stack*) als auch in einem speziellen Verfahren vor dem Stapeln (*pre stack*) eingesetzt. Aufgrund der wesentlich schlechteren *post stack*-Ergebnisse, die auf zu grobe Geschwindigkeitsmodelle und zu große laterale Geschwindigkeitsvariationen im Untergrund zurückzuführen waren, konnten diese Sektionen nur als Überblick bzw. Kontrolle dienen und erwiesen sich für eine weitere Verwendung als ungeeignet.

Im folgenden Verlauf der Arbeit wird stets auf die Resultate der *pre-stack*-Tiefenmigration zurückgegriffen, die auch von der Theorie her die beste Möglichkeit ist, im Falle großer lateraler Geschwindigkeitsänderungen und nicht geltendem CDP-Konzept die strukturelle Lage der Reflektoren korrekt abzubilden (Denelle et al., 1986).

Das eingesetzte Verfahren der Tiefenmigration vor dem Stapeln basiert auf der Lösung der Wellengleichung, wobei die Daten, nach eindimensionaler Fouriertransformation, im f - x -Bereich bearbeitet werden. Mittels Finite-Differenzen-Migration, deren Grundlagen bereits Anfang der 70er Jahre hauptsächlich von J. F. Claerbout festgelegt wurden (Claerbout, 1985), läßt sich das seismische Wellenfeld durch schrittweises Rückrechnen von der Oberfläche bis in die Tiefe des Diffraktionspunktes rekonstruieren. Dieses Verfahren, das als Feldfortsetzung nach unten bekannt ist, wird in der Version vor dem Stapeln für Schuß- und Geophon-Gather bezüglich Lotzeit und *zero-offset* durchgeführt. Die wichtigste Grundlage

dieser Migrationsmethode ist die genaue Kenntnis der Geschwindigkeitsverteilung in der Tiefe (Denelle et al., 1986).

Nur wenn die Daten mit der "wahren" Geschwindigkeit migriert werden, kann die von einem Reflexionselement stammende Energie in der richtigen Tiefe fokussiert werden und bildet somit den Reflektor korrekt ab. Der Aufbau des benötigten Geschwindigkeitsfeldes geschieht dabei intervallweise von oben nach unten durch Minimierung auftretender Fokussierungsfehler. Bei vorgegebener Geschwindigkeit bestimmen sich diese aus dem Unterschied zwischen Fokussierungstiefe, also derjenigen Tiefe, in der die gesamte Energie tatsächlich fokussiert wird, und der Migrationstiefe, die man durch Tiefenkonversion der Laufzeit des nach unten fortgesetzten Wellenfeldes erhält. Durch iterativ-alternierende Anwendung von Migration und Fokussierungsanalyse erhält man schließlich einen diffraktionsfreien und entzerrten Tiefenschnitt mit lagerichtigen Reflektoren und ein Intervallgeschwindigkeitsmodell, welches als beste Näherung an die geologischen Geschwindigkeiten angesehen werden kann.

In der Praxis wurden auf diese Weise sechs bis neun (EDGE 302) Iterationen gerechnet, um schließlich optimale Ergebnisse zu erhalten. Bei den vorliegenden seismischen Daten konnte im ersten Schritt der Meeresboden mit Hilfe der allgemein bekannten Wassergeschwindigkeit (ca. 1480 m/s) korrekt abgebildet werden. Die Untergrundstruktur im folgenden, ersten Tiefenintervall unterhalb des Meeresbodens wurde aufgrund des zunächst nur geschätzten Geschwindigkeitswertes lediglich angenähert. Die Auswertung der Fokussierungsanalyse lieferte dann den wahren Geschwindigkeitswert für diese Schicht, und so konnte für die nächste Iteration ein Schätzwert für das darauffolgende Intervall eingesetzt werden. Durch eine Fokussierungsanalyse für jeden zehnten Schußpunkt, also alle 500 m, erhielt man nach etwa sechs Iterationen ein optimiertes Abbild des Untergrunds und ein sehr detailliertes Geschwindigkeitstiefenmodell.

Die Abbildungen³ 5.5.1 bis 5.5.6 zeigen die Ergebnisse dieses *Processing*-Schrittes für alle seismischen Profile des Arbeitsgebietes (EDGE 302, 71, 63, 64, 73 und 82). Dargestellt sind jeweils die Tiefensektionen und die dazugehörigen Geschwindigkeitsmodelle, die die bisherigen Vorstellungen über das Untersuchungsgebiet deutlich verbessern. Die Sektionen zeichnen sich durch eine allgemein hohe Datenqualität und eine gut erkennbare Kontinuität vieler Reflektoren aus. Typische Reflexionsstrukturen sind auf allen senkrecht zur Grabenachse befindlichen Profilen erkennbar.

³ Alle Abbildungen werden ab hier, soweit möglich und notwendig, im einheitlichen Maßstab und mit 2-facher Überhöhung dargestellt.

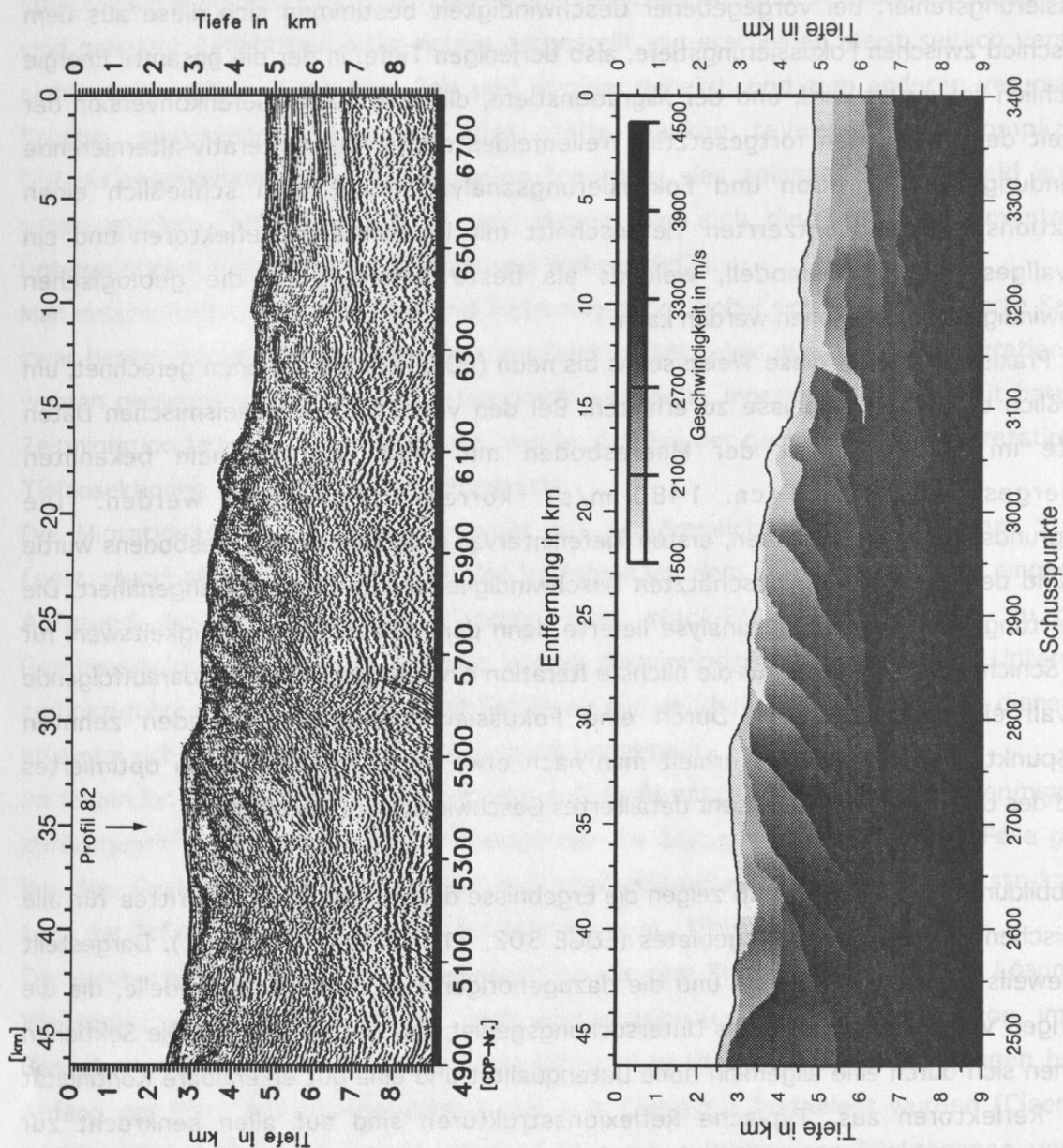


Abbildung 5.5.1: Linie EDGE 302 - Tiefenmigration vor dem Stapeln und verwendetes Intervallgeschwindigkeitsmodell

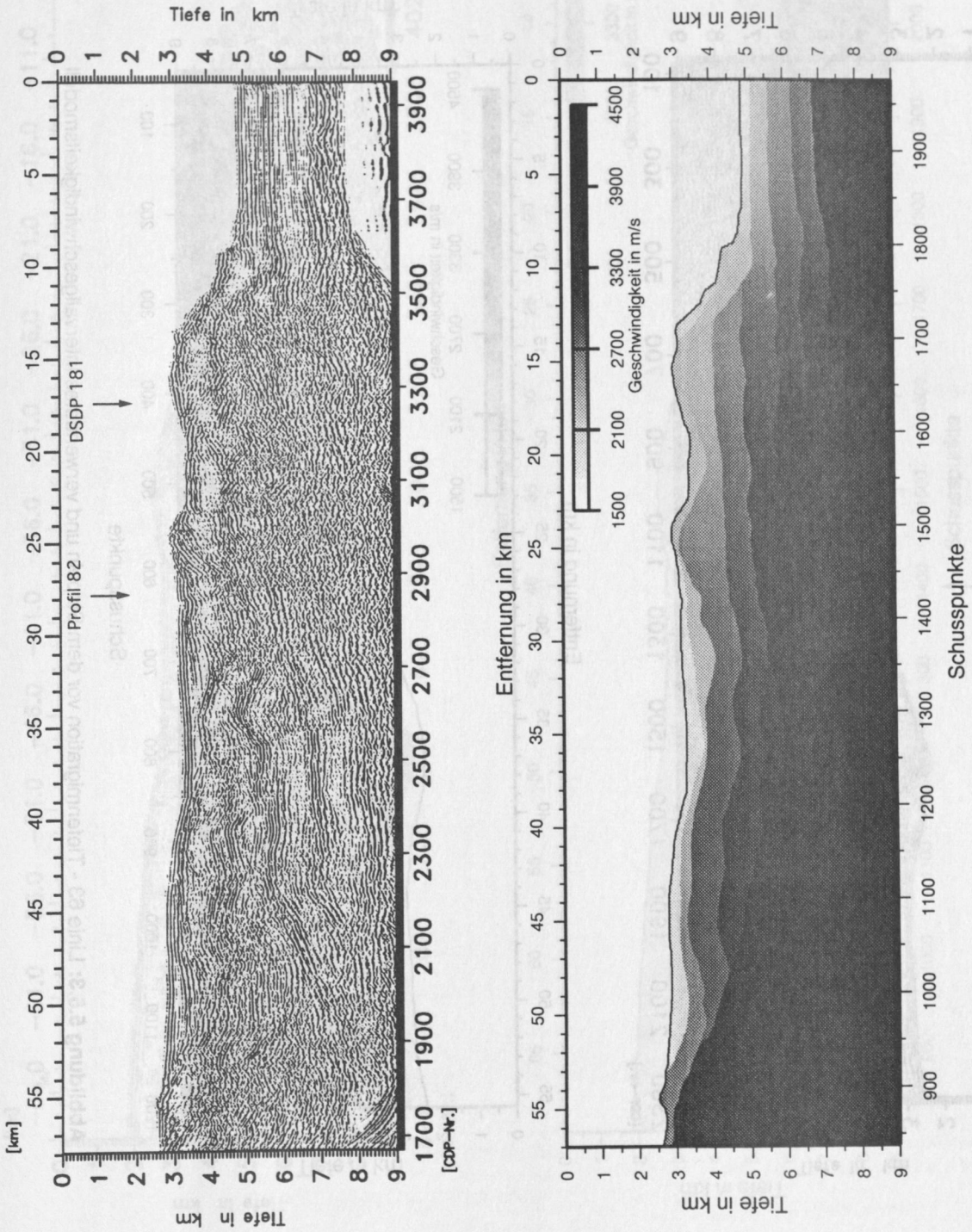


Abbildung 5.5.2: Linie 71 - Tiefenmigration vor dem Stapeln und verwendetes Intervallgeschwindigkeitsmodell

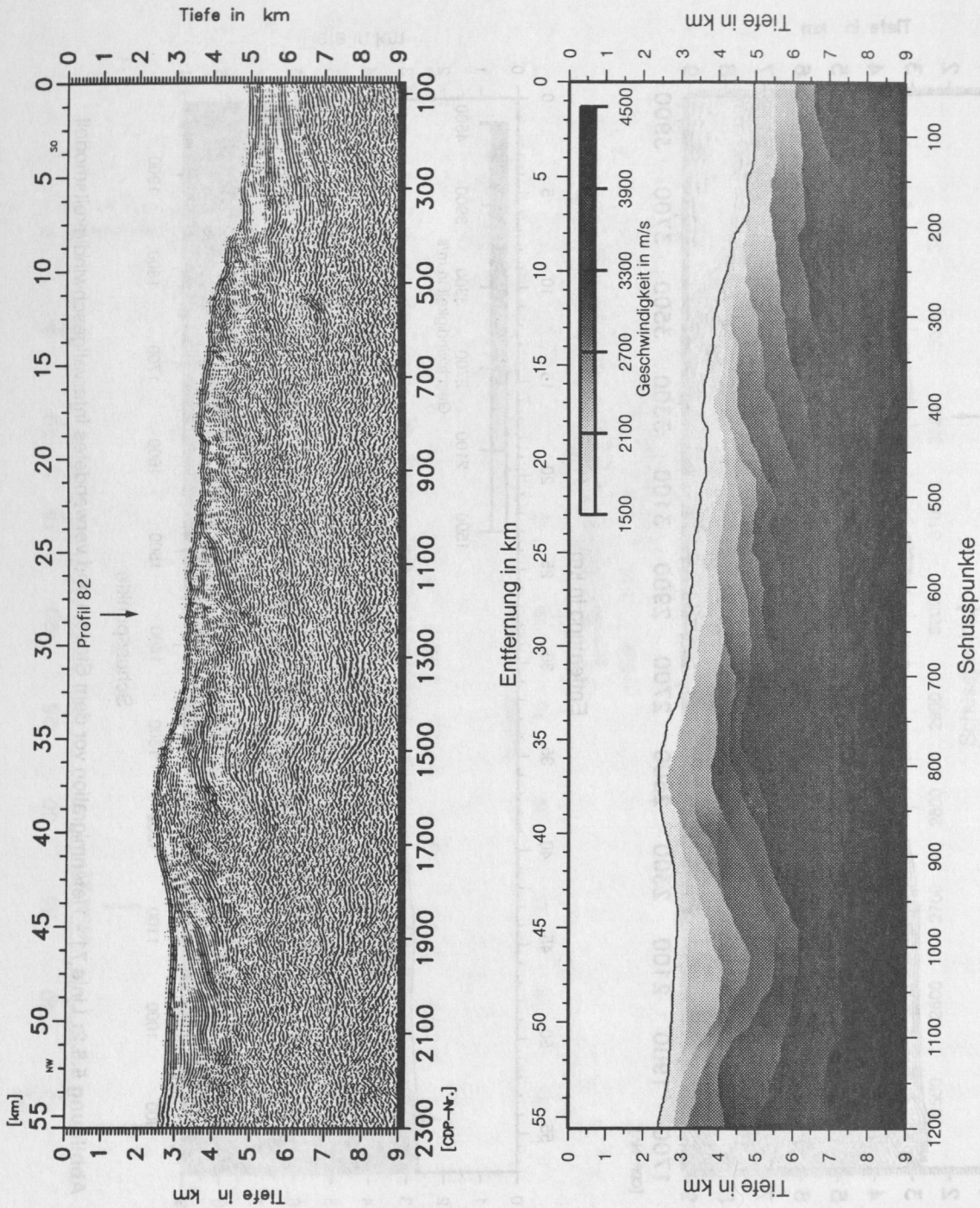


Abbildung 5.5.3: Linie 63 - Tiefenmigration vor dem Stapeln und verwendetes Intervallgeschwindigkeitsmodell

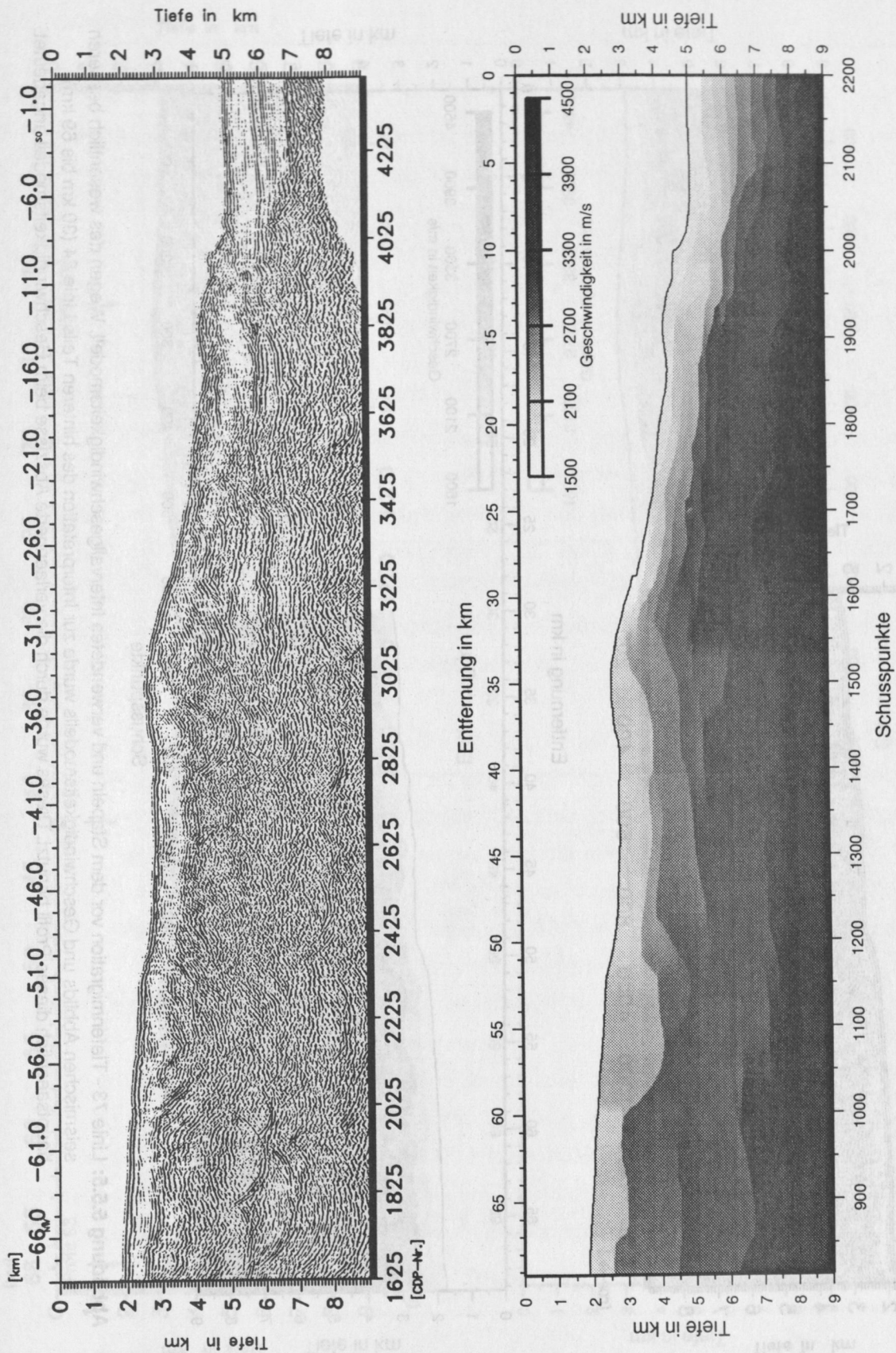


Abbildung 5.5.4: Linie 64 - Tiefenmigration vor dem Stapeln und verwendetes Intervallgeschwindigkeitsmodell

Die relativ schlechte Datenqualität in der Seismik und Geschwindigkeit von 30 bis 69 km konnte durch Verwendung von Profil 73 (Abb. 5.5.3) ausgeglichen werden.

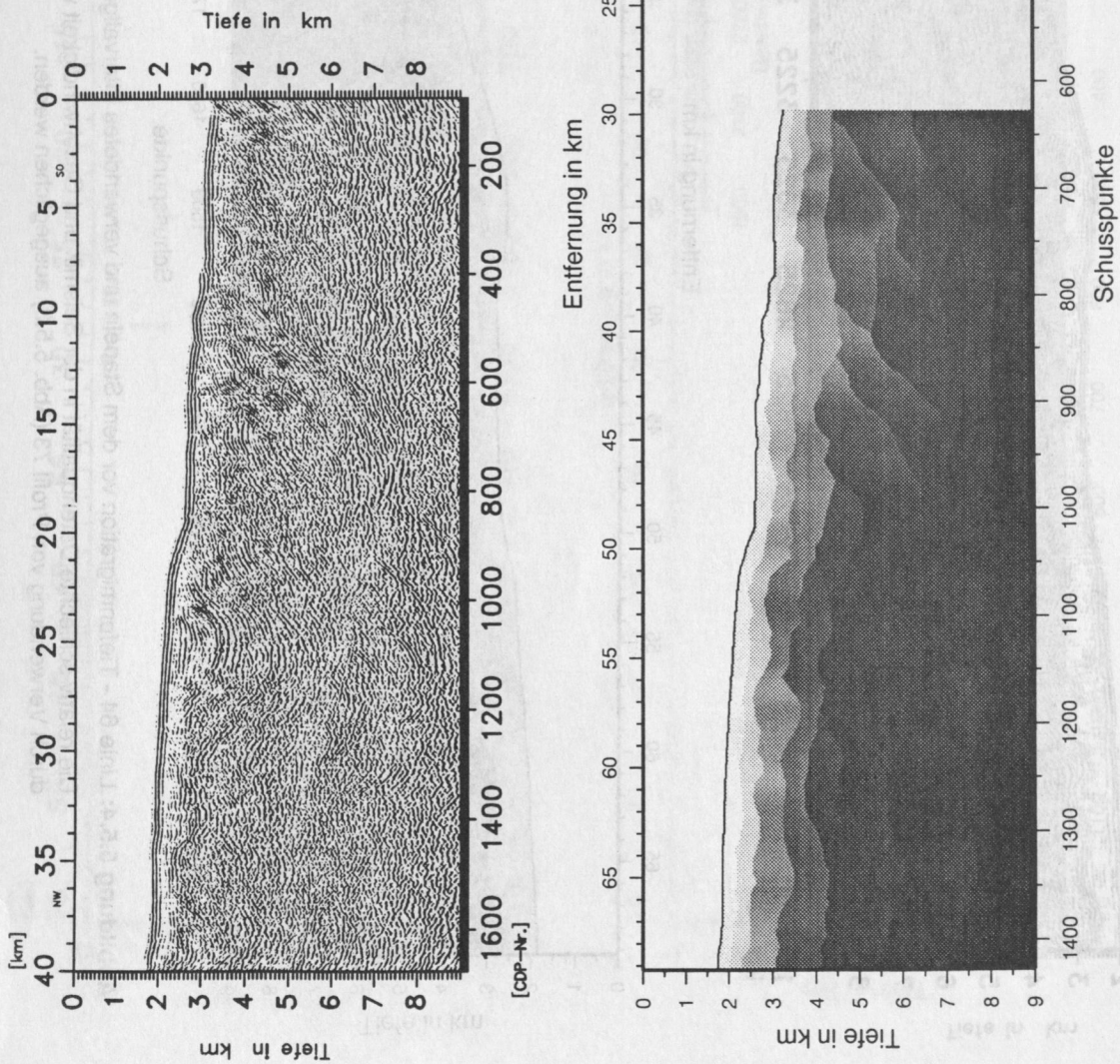


Abbildung 5.5.5: Linie 73 - Tiefenmigration vor dem Stapeln und verwendetes Intervallgeschwindigkeitsmodell. Wegen des wesentlich besseren seismischen Abbilds und Geschwindigkeitsmodells wurde zur Interpretation des hinteren Teils Linie 64 (30 km bis 69 km) hauptsächlich dieses Profil benutzt. Dieses wurde durch die verlaengerte Abszisse beim Geschwindigkeitsmodell angedeutet.

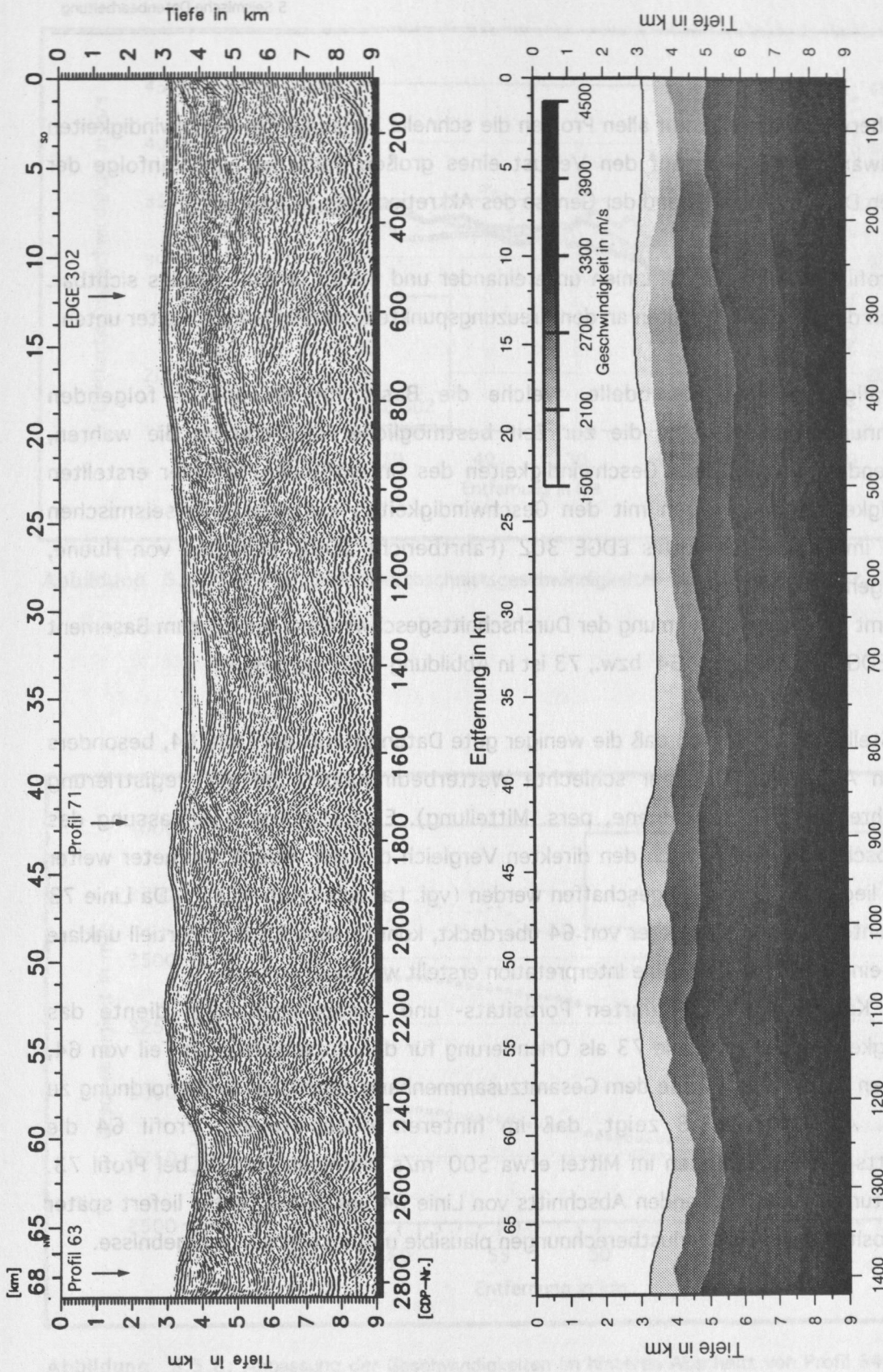


Abbildung 5.5.6: Linie 82 - Tiefenmigration vor dem Stapeln und verwendetes Intervallgeschwindigkeitsmodell

Besonders hervorzuheben ist auf allen Profilen die schnelle Zunahme der Geschwindigkeiten kontinentalwärts (NW), was auf den Verlust eines großen Teils der Fluide infolge der tektonischen Deformation während der Genese des Akkretionskeils hindeutet.

Das Querprofil 82 verknüpft die Linien untereinander und macht laterale Trends sichtbar. Ein Vergleich der Geschwindigkeiten an den Kreuzungspunkten der Profile folgt weiter unten.

Die Intervallgeschwindigkeitsmodelle, welche die Basis für die später folgenden Fluidberechnungen bilden, sind die zur Zeit bestmögliche Näherung an die wahren, vorherrschenden, geologischen Geschwindigkeiten des Untergrundes. Die hier erstellten Geschwindigkeitsmodelle waren mit den Geschwindigkeiten aus refraktionsseismischen Messungen im Gebiet des Profils EDGE 302 (Fahrtbericht SO96, Flüh und von Huene, 1994) weitgehend vergleichbar.

Die insgesamt gute Übereinstimmung der Durchschnittsgeschwindigkeiten bis zum Basement der Profile EDGE 302, 71, 63, 64 bzw., 73 ist in Abbildung 5.5.7 dargestellt.

An dieser Stelle sei angemerkt, daß die weniger gute Datenqualität der Linie 64, besonders im hinteren Abschnitt, auf sehr schlechte Wetterbedingungen bei der Registrierung zurückzuführen sind (R. von Huene, pers. Mitteilung). Eine akzeptable Anpassung des hinteren Abschnitts konnte durch den direkten Vergleich des nur wenige Kilometer weiter nordöstlich liegenden Profils 73 geschaffen werden (vgl. Lageplan Abb. 5.1.1). Da Linie 73 genau die hinteren ca. 30 Kilometer von 64 überdeckt, konnte auch für dort partiell unklare Abschnitte eine geologisch plausible Interpretation erstellt werden.

Für die in Kapitel 7 durchgeführten Porositäts- und Fluidberechnungen diene das Geschwindigkeitsmodell von Linie 73 als Orientierung für den entsprechenden Teil von 64, um somit den Fluidverlust in eine dem Gesamtzusammenhang angepaßte Größenordnung zu korrigieren. Abbildung 5.5.8 zeigt, daß im hinteren Abschnitt von Profil 64 die Durchschnittsgeschwindigkeiten im Mittel etwa 500 m/s niedriger sind als bei Profil 73. Eine Korrektur des entsprechenden Abschnitts von Linie 64 um diesen Faktor liefert später bei den Porositäts- und Fluidverlustberechnungen plausible und vergleichbare Ergebnisse.

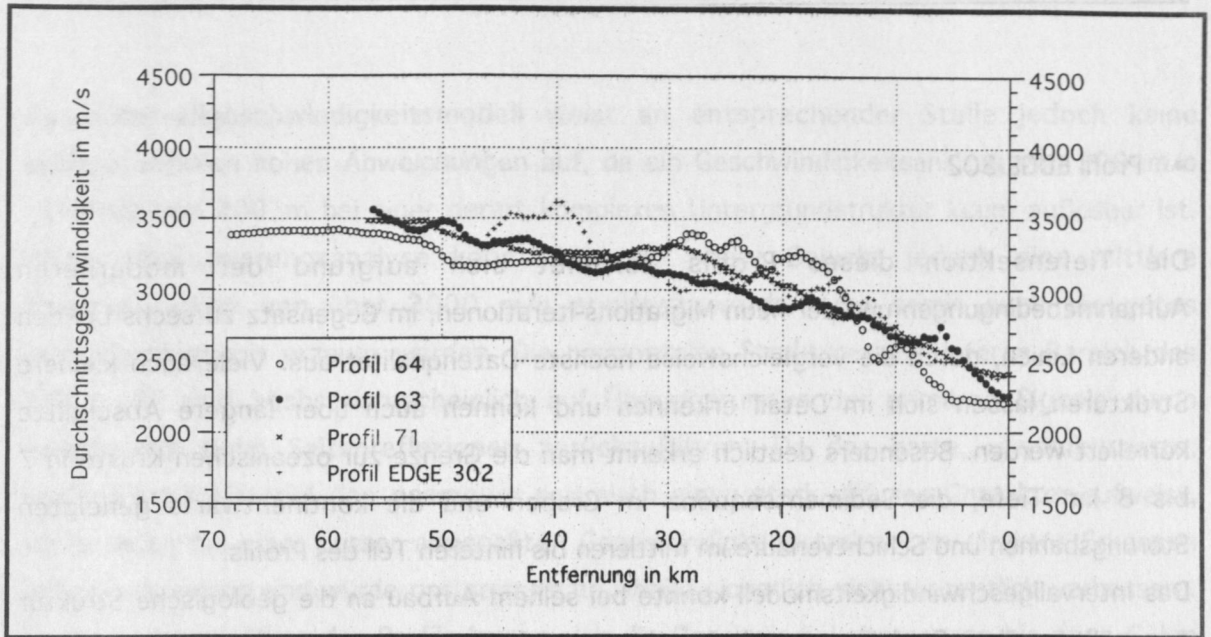


Abbildung 5.5.7: Vergleich der Durchschnittsgeschwindigkeiten der Profile EDGE 302, 71, 63 und 64

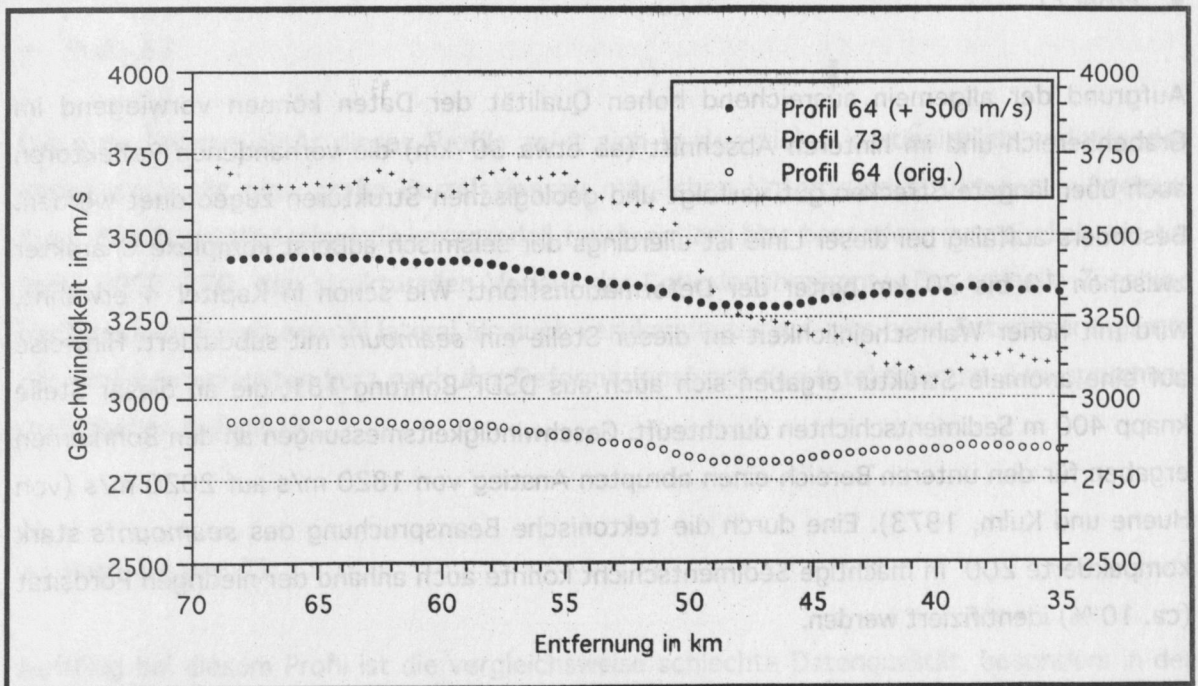


Abbildung 5.5.8: Anpassung der Geschwindigkeiten im hinteren Abschnitt von Profil 64 an Profil 73

- Profil EDGE 302

Die Tiefensektion dieses Profils zeichnet sich aufgrund der moderneren Aufnahmebedingungen und der neun Migrations-Iterationen, im Gegensatz zu sechs bei den anderen Linien, durch die vergleichsweise höchste Datenqualität aus. Viele auch kleinere Strukturen lassen sich im Detail erkennen und können auch über längere Abschnitte korreliert werden. Besonders deutlich erkennt man die Grenze zur ozeanischen Kruste in 7 bis 8 km Tiefe, die Sedimentsequenz im Graben und die kontinentwärts geneigten Störungsbahnen und Schichtverläufe im mittleren bis hinteren Teil des Profils.

Das Intervallgeschwindigkeitsmodell konnte bei seinem Aufbau an die geologische Struktur angepaßt werden. Es deutet innerhalb seiner großen Genauigkeit den prinzipiellen Verlauf der verschiedenen Grenzflächen im Untergrund an. Die keilförmige Geschwindigkeitsabweichung bei etwa 15 km Richtung Kontinent und 6 km Tiefe mußte jedoch aufgrund der Komplexität der Strukturen und des unklaren Abbilds künstlich eingefügt werden und entspricht keiner realen Grundlage (D. Klaeschen, pers. Mitteilung).

- Profil 71

Aufgrund der allgemein ausreichend hohen Qualität der Daten können vorwiegend im Grabenbereich und im hinteren Abschnitt (ab etwa 30 km) die vorhandenen Reflektoren auch über längere Strecken gut verfolgt und geologischen Strukturen zugeordnet werden. Besonders auffällig bei dieser Linie ist allerdings der seismisch äußerst komplexe Charakter zwischen 10 bis 20 km hinter der Deformationsfront. Wie schon in Kapitel 4 erwähnt, wird mit hoher Wahrscheinlichkeit an dieser Stelle ein *seamount* mit subduziert. Hinweise auf eine anomale Struktur ergaben sich auch aus DSDP-Bohrung 181, die an dieser Stelle knapp 400 m Sedimentschichten durchteuft. Geschwindigkeitsmessungen an den Bohrkernen ergaben für den unteren Bereich einen abrupten Anstieg von 1820 m/s auf 2020 m/s (von Huene und Kulm, 1973). Eine durch die tektonische Beanspruchung des *seamounts* stark kompaktierte 200 m mächtige Sedimentschicht konnte auch anhand der niedrigen Porosität (ca. 10 %) identifiziert werden.

Das Intervallgeschwindigkeitsmodell weist an entsprechender Stelle jedoch keine außergewöhnlich hohen Abweichungen auf, da ein Geschwindigkeitsanstieg von 200 m/s innerhalb von 200 m bei einer derart komplexen Untergrundstruktur kaum auflösbar ist. Mittels Fokussierungsanalyse konnte für die obere Schicht jedoch eine mittlere Geschwindigkeit von über 2000 m/s ermittelt werden und somit auch ein gutes Migrationsergebnis erzeugt werden. Die horizontalen Strukturen im tieferen Bereich des *seamount* sind höchstwahrscheinlich auf Überlagerungen der primären Signale durch energetisch hohe Seitenreflexionen zurückzuführen. Da das harte, unstrukturierte, vulkanitische Material des *seamount* seismisch einen stark diffusen Charakter aufweist, bliebe auch bei einer besser angepaßten Geschwindigkeitsstruktur ein direktes Erkennen äußerst schwierig und würde das seismische Abbild sicherlich nicht wesentlich verbessern. In der hinteren Hälfte des Profils lassen sich die Geschwindigkeitsgrenzen bis etwa 6 km unterhalb des Meeresbodens gut mit den fast sählig verlaufenden Untergrundstrukturen korrelieren. Die tieferen Bereiche zeichnen sich durch eine gleichmäßig hohe Geschwindigkeit aus, was auf eine hohe Entwässerung und starke Kompaktion der Sedimente schließen läßt.

- Profil 63

Die gute Datenqualität dieses Profils zeigt sich in den vielen kontinuierlich verlaufenden Reflektoren, die eine große Korrelation zu möglichen Untergrundsstrukturen aufweisen. Auch das Intervallgeschwindigkeitsmodell repräsentiert hier besonders gut, ähnlich wie bei Profil EDGE 320, den strukturellen Verlauf der Reflexionshorizonte. Die schnelle Zunahme der Geschwindigkeit sowohl lateral als auch vertikal deutet auf eine hohe Entwässerungsrate der Sedimentschichten kurz nach der Deformationsfront durch tektonische Beanspruchung und erhöhte Auflast hin.

- Profil 64 und 73

Auffällig bei diesem Profil ist die vergleichsweise schlechte Datenqualität, besonders in der hinteren Hälfte ab etwa 30 km. Dieser Teil wurde, wie oben schon angesprochen, durch die qualitativ bessere Linie 73 ersetzt.

Obwohl in der vorderen Hälfte des Profils die strukturbestimmenden Reflektoren gut verfolgbar sind, zeichnet das Geschwindigkeitsmodell den Verlauf nur grob nach.

Die Bearbeitung der Fokussierungsanalysen zur Erstellung eines Intervallgeschwindigkeitsmodells zeigten nur wenige deutlich erkennbare Energiemaxima. An den meisten Schußpunkten war die wenige Energie relativ diffus verteilt, so daß der Aufbau eines zuverlässigen Geschwindigkeitstiefenmodells stark erschwert wurde. Trotzdem konnte für diesen vorderen Teil der Linie ein genügend gut aufgelöstes seismisches Tiefenbild erstellt werden, da die Geschwindigkeiten innerhalb der Genauigkeit doch den grundsätzlichen Verlauf, mit einer schnellen lateralen und vertikalen Zunahme, aufzeigten.

Der hintere durch Profil 73 repräsentierte Abschnitt ist von allgemein hoher Qualität. Der strukturelle Verlauf der Sedimentschichten ist auch hier wieder im Geschwindigkeitsmodell erkennbar und führte somit zu einem optimal aufgelösten Tiefenbild des Untergrundes.

- Querprofil 82

Das Profil 82, welches entlang der Deformationsrichtung registriert worden ist, soll die Hauptlinien untereinander verbinden und laterale Variationen aufzeigen. Es durchschneidet den Akkretionskeil in einem bestimmten tektonischen Stadium und repräsentiert einen momentanen Zustand in der Entwicklungsgeschichte der tektonischen Deformation der Sedimentschichten. Die Linien EDGE 302, 71 und 63 werden an tektonisch äquivalenten Bereichen im mittleren bzw. hinteren Abschnitt gekreuzt und deuten wegen des vergleichsweise ebenen, ungestörten Verlaufs der erkennbaren Hauptstrukturen in Linie 82 ein relativ stabiles und gleichförmiges Verhalten der stark entwässerten Sedimentschichten gegenüber tektonischer Beanspruchung an.

Das Geschwindigkeitsmodell zeigt einen lateral gleichmäßigen Verlauf mit einer Zunahme der Intervallgeschwindigkeiten bei größerer Tiefe. In Abbildung 5.5.9 ist ein Vergleich der erhaltenen Geschwindigkeiten an den Kreuzungspunkten mit den in Deformationsrichtung verlaufenden Profilen dargestellt. Deutlich erkennbar ist auch hier die gute Übereinstimmung der Werte. Die hohe Zuverlässigkeit und Reproduzierbarkeit der Resultate konnte auf diese Weise bestätigt und abgesichert werden und somit die Aussagekraft der weiteren Ergebnisse erhöhen.

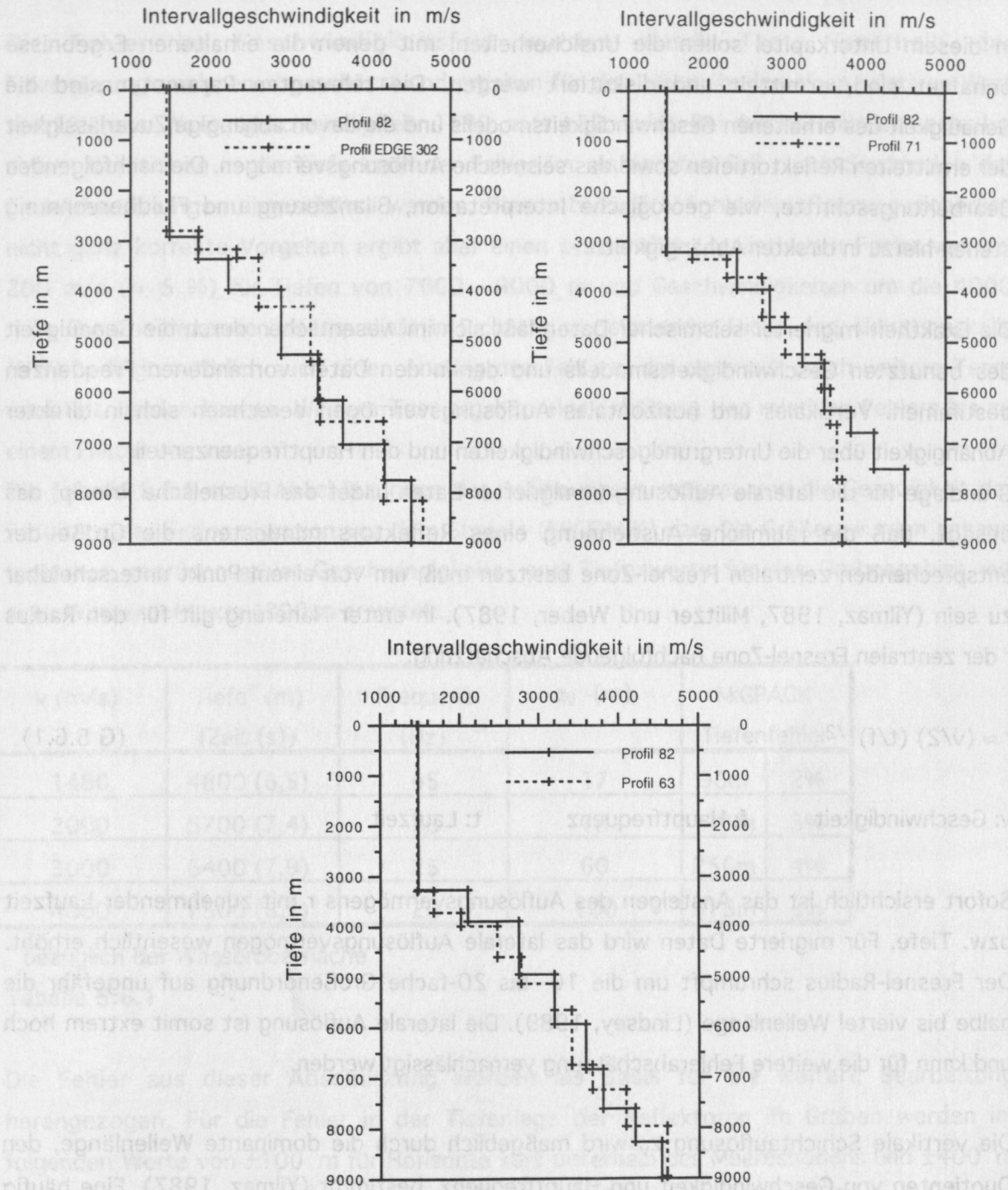


Abbildung 5.5.9: Vergleich der Intervallgeschwindigkeiten der Profile EDGE 302, 71 und 63 an den Kreuzungspunkten zu Querprofil 82

5.6 Genauigkeit der Ergebnisse

In diesem Unterkapitel sollen die Unsicherheiten, mit denen die erhaltenen Ergebnisse behaftet sind, ermittelt und diskutiert werden. Die relevanten Parameter sind die Genauigkeit des erhaltenen Geschwindigkeitsmodells und die davon abhängige Zuverlässigkeit der ermittelten Reflektortiefen sowie das seismische Auflösungsvermögen. Die nachfolgenden Bearbeitungsschritte, wie geologische Interpretation, Bilanzierung und Fluidberechnung stehen hierzu in direkter Abhängigkeit.

Die Exaktheit migrierter seismischer Daten läßt sich im wesentlichen durch die Genauigkeit des benutzten Geschwindigkeitsmodells und der in den Daten vorhandenen Frequenzen bestimmen. Vertikales und horizontales Auflösungsvermögen berechnen sich in direkter Abhängigkeit über die Untergrundgeschwindigkeiten und den Hauptfrequenzanteil.

Grundlage für die laterale Auflösung unmigrierter Daten bildet das Fresnelsche Prinzip, das besagt, daß die räumliche Ausdehnung eines Reflektors mindestens die Größe der entsprechenden zentralen Fresnel-Zone besitzen muß, um von einem Punkt unterscheidbar zu sein (Yilmaz, 1987, Militzer und Weber, 1987). In erster Näherung gilt für den Radius r der zentralen Fresnel-Zone nachfolgende Abschätzung:

$$r \approx (v/2) (t/f)^{1/2} \quad (\text{G 5.6.1})$$

v : Geschwindigkeit f : Hauptfrequenz t : Laufzeit

Sofort ersichtlich ist das Ansteigen des Auflösungsvermögens r mit zunehmender Laufzeit bzw. Tiefe. Für migrierte Daten wird das laterale Auflösungsvermögen wesentlich erhöht. Der Fresnel-Radius schrumpft um die 10- bis 20-fache Größenordnung auf ungefähr die halbe bis viertel Wellenlänge (Lindsey, 1989). Die laterale Auflösung ist somit extrem hoch und kann für die weitere Fehlerabschätzung vernachlässigt werden.

Die vertikale Schichtauflösung z_v wird maßgeblich durch die dominante Wellenlänge, den Quotienten von Geschwindigkeit und Hauptfrequenz, bestimmt (Yilmaz, 1987). Eine häufig verwendete Abschätzung besagt, daß die aufzulösende Schicht mindestens ein Viertel der dominanten Wellenlänge betragen muß. Da oft die Festlegung der realisierten Bandbreite Δf eindeutiger und einfacher ist als die Bestimmung einer dominanten Wellenlänge oder Frequenz, gilt folgende Beziehung (Militzer und Weber, 1987):

$$z_v = v/(2\Delta f)$$

(G 5.6.2)

Die Fehler im Geschwindigkeitsfeld wurden durch Tests innerhalb der Fokussierungsanalysen abgeschätzt und ergaben für den Meeresboden einen relativen Wert von 2% (aus: Wassergeschwindigkeit: 1480 m/s ±30 m/s). Bei durchschnittlich sechs bis sieben Iterationen in die Tiefe kann der Fehler im einfachsten Fall durch Summation der Einzelabweichungen abgeschätzt werden. Dieses bezüglich Fehlerfortpflanzung sicherlich nicht ganz korrekte Vorgehen ergibt aber einen praxisnahen, realistischen Fehler von ca. 200 m/s (≈ 5 %) für Tiefen von 7000 - 9000 m und Geschwindigkeiten um die 4000 m/s. Die abnehmende Datenqualität in Richtung zunehmender Dicke des Akkretionskeils (NW) bedingt natürlich auch einen Anstieg des Fehlers, der dann nur durch weitere Tests ermittelt werden konnte. Weitere Test ergaben eine Erhöhung des relativen Fehlers bis zu einem Faktor von zwei.

Die Tabelle 5.6.1 stellt Abschätzungen des Auflösungsvermögens und die Genauigkeit der Resultate der Tiefenmigration vor dem Stapeln (MIGPACK) dar. Die Größen wurden anhand typischer, repräsentativer Geschwindigkeits- und Tiefenwerte für das Grabengebiet mit einer Wassertiefe von 4800 m ermittelt.

v (m/s)	Tiefe* (m) (Zeit (s))	Frequenz (Hz)	z _v (m)	MIGPACK	
				Tiefenfehler	
1480	4800 (6,5)	45	17	96m	2%
2000	5700 (7,4)	35	19	171m	3%
3000	6400 (7,9)	25	60	256m	4%
4000	7500 (8,5)	20	100	375m	5%

* bezüglich der Wasseroberfläche

Tabelle 5.6.1

Die Fehler aus dieser Abschätzung wurden als Basis für die weitere Bearbeitung herangezogen. Für die Fehler in der Tiefenlage der Reflektoren im Graben werden im folgenden Werte von ±100 m für Horizonte kurz unterhalb des Meeresbodens und ±400 m für die Grenze zur ozeanischen Kruste (*Basement*) angenommen. Der Tiefenfehler des *Basements* verdoppelt sich kontinentalwärts im hinteren Teil des Akkretionskeils auf ±800 m. Alle Zwischenwerte lassen sich linear interpolieren.

6 Geologische Interpretation und palinspastische Rekonstruktion

Ziel der Interpretation seismischer Ergebnisse ist es, unter Zuhilfenahme der verfügbaren und relevanten geologischen Informationen, Modelle des Untergrundes zu entwickeln, die in sich plausibel sind und in die geologischen Vorstellungen über das Gesamtgebiet eingegliedert werden können. Eine derart erarbeitete Interpretation liefert in der Regel ein Bild, das die tatsächlichen Verhältnisse im Untergrund am besten widerspiegelt. Da aus physikalischen Gründen seismische Sektionen in der Regel nur ein unvollständiges Abbild liefern, ist die Kenntnis der allgemeinen Struktur, Tektonik, Lithologie und Sedimentationsgeschichte bei der Entwicklung zuverlässiger Untergrundmodelle unerlässlich.

Reflektoren korrelieren nicht immer mit den geologisch lithologischen Schichtgrenzen, da bestimmte geophysikalische Voraussetzungen den Reflexionscharakter des Seismogramms prägen. Zum einen werden Reflexionen nur dann registriert, wenn Unstetigkeiten in der seismischen Impedanz, das Produkt aus Gesteinsdichte und Geschwindigkeit, einen Mindestbetrag überschreiten und eine bestimmte laterale Beständigkeit aufweisen. Zum anderen werden Schichten, die jenseits des seismischen Auflösungsvermögens liegen, nicht registriert.

Geologisch-tektonisch interpretierte seismische Profile repräsentieren meist Modelle des Untergrundes, die auf Basis aller relevanten Informationen die tatsächlichen Verhältnisse so gut wie möglich annähern.

Unter Einbeziehung der zur Verfügung stehenden Informationen über das Arbeitsgebiet ist es gelungen, aus den seismischen Tiefensektionen ein strukturgeologisches Konzept zu entwickeln, welches für das Untersuchungsgebiet ein charakteristisches und glaubhaftes Untergrundmodell liefert. Als zusätzliche Informationen wurden zum einen die allgemeinen tektonischen Vorstellungen über Akkretionsgebiete verwendet, zu denen unter anderem R. von Huene besonders in den letzten Jahren grundlegende Beiträge geliefert hat (z. B. von Huene und Scholl, 1993) und zum anderen aktuelle Forschungsergebnisse, wie zum Beispiel über den Nankai-Akkretionskeil in der Dissertation von Chr. Gaedicke (1994), die u. a. auf Untersuchungen von Bray, Karig und Moore (z. B. Moore et al., 1990) basieren. In der letzten Zeit konnten auch N. Kukowski, M.-A. Gutscher, J. Malavieille und S. Lallemand (1994) mittels Sandkastenmodellierungen von Akkretions-/Subduktionsgebieten mögliche Erklärungen grundsätzlicher Strukturen liefern, die als Impulse für neue Ideen mitberücksichtigt wurden.

Die hochauflösenden reflexionsseismischen Daten und Informationen aus Bohrungen zur stratigraphisch-lithologischen Einordnung bildeten aber die Basis in dieser Arbeit, ein möglichst plausibles und zuverlässiges Modell des Kodiak-Akkretionskeils zu entwickeln.

Als weiteres unentbehrliches Hilfsmittel, besonders bei der Absicherung der struktureologischen Plausibilität, diente die Bilanzierung oder palinspastische Rekonstruktion der interpretierten Profile. Wenn die Bilanzierung existiert, also das Profil in einen Zustand vor der tektonischen Deformation transformierbar ist, gewinnt die Interpretation an Glaubwürdigkeit und nähert sich den geologischen Verhältnissen der Natur (Dahlstrom, 1969).

Die Interpretationen aller seismischen Tiefensektionen erfolgten unter besonderer Berücksichtigung der tektonischen Rekonstruierbarkeit jeder einzelnen Linie und der strukturellen Anpassung der Profile untereinander. Aus dem so entwickelten Modell eines repräsentativen Abschnitts der Kodiak-Subduktionszone konnten sowohl vertikale als auch laterale Gemeinsamkeiten und Unterschiede bezüglich Massen- und Fluidtransport während der Akkretion und Subduktion von Tiefseesedimenten erkannt und verdeutlicht werden.

6.1 Geologische Interpretation

Die struktureologischen Interpretationen der vier Hauptprofile 63, 64 (inkl. 73), 71 und EDGE 302 weisen viele für Akkretionskeile charakteristische Strukturen auf, die sich teilweise über alle Sektionen korrelieren lassen (Abb. 6.1.1 - 6.1.4, Anmerkung: Um die deutlichen Reflektoren hervorzuheben befinden sich im Anhang Abbildungen mit einem sogenannten "*Linedrawing*"). In diesem Unterkapitel wird zunächst die Vorgehensweise erläutert und dann kennzeichnende Gemeinsamkeiten veranschaulicht. Unterschiede und Besonderheiten der einzelnen Linien werden dann in Unterkapitel 6.1.2 separat diskutiert.

Schon zu Beginn der Basisinterpretationen jedes einzelnen Profils, die zu einer ersten Korrelation der Reflektoren mit offensichtlichen Untergrundstrukturen dienten, kristallisierte sich sehr schnell ein generelles Konzept für die weitere Vorgehensweise heraus: Separat erstellte Einzelinterpretationen ohne Berücksichtigung der benachbarten Profile, also unter Vernachlässigung lateraler Gemeinsamkeiten oder Änderungen, liefern nur ein unvollständiges und teils wenig überzeugendes Gesamtbild des Untersuchungsgebietes.

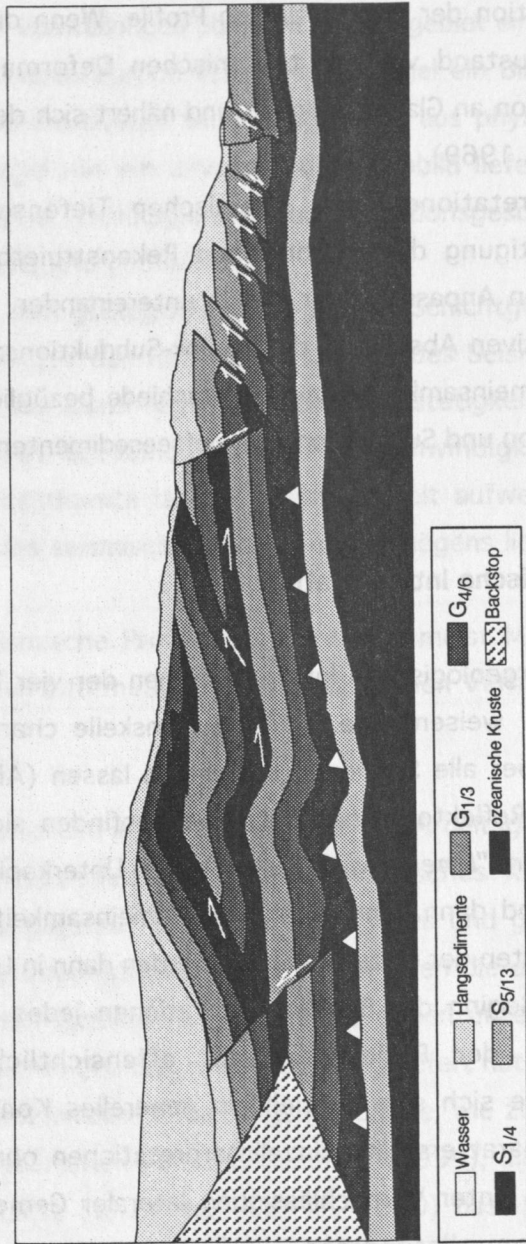
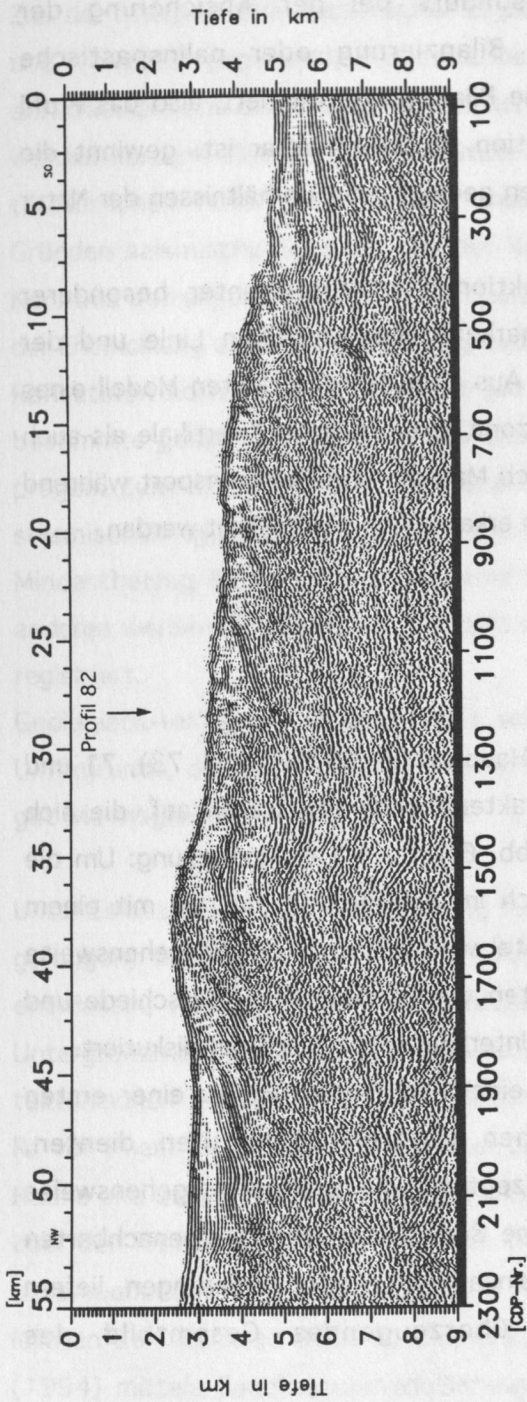


Abbildung 6.1.1: Profil 63 Tiefenmigration und geologische Interpretation

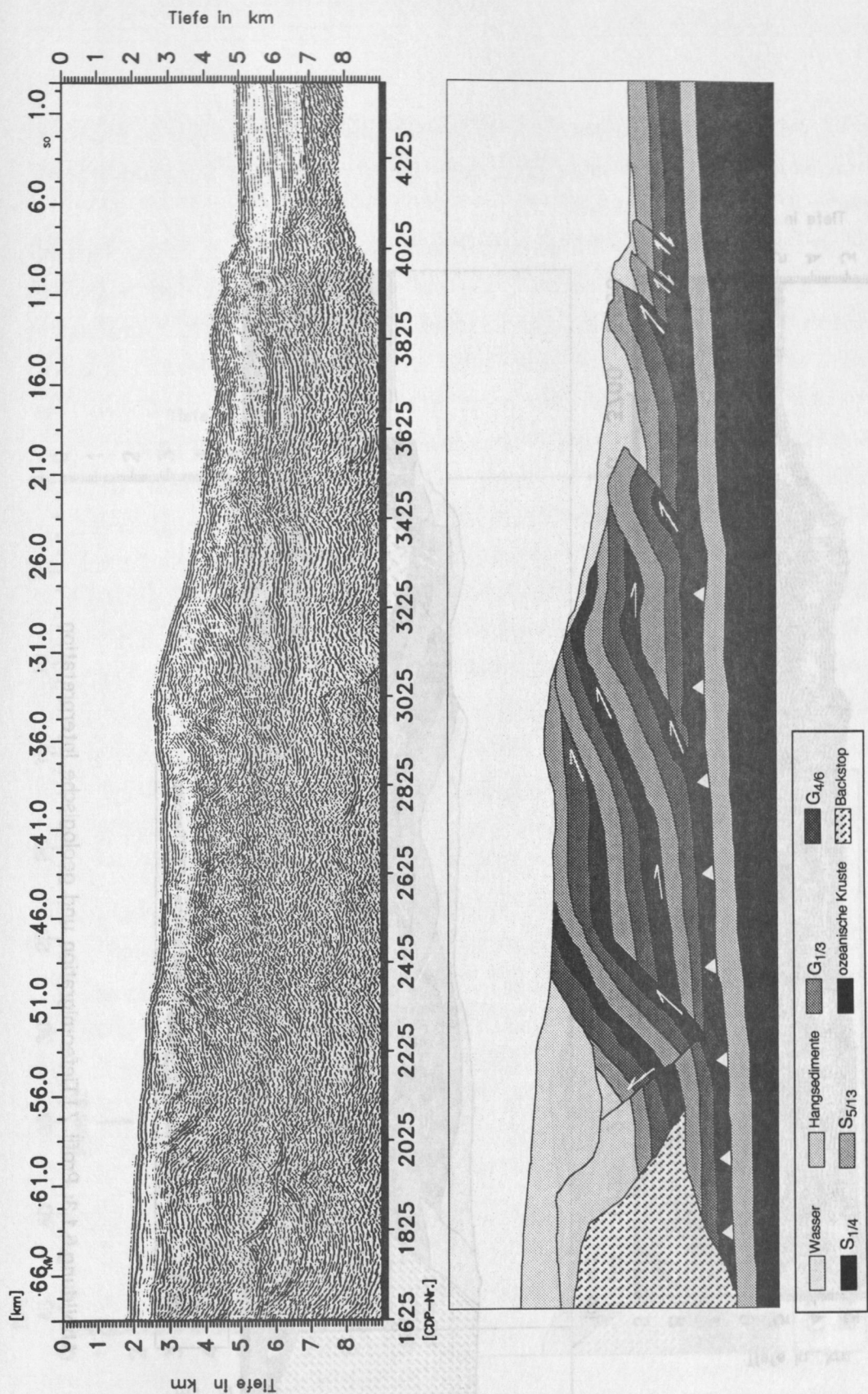


Abbildung 6.1.2: Profil 64 Tiefenmigration und geologische Interpretation

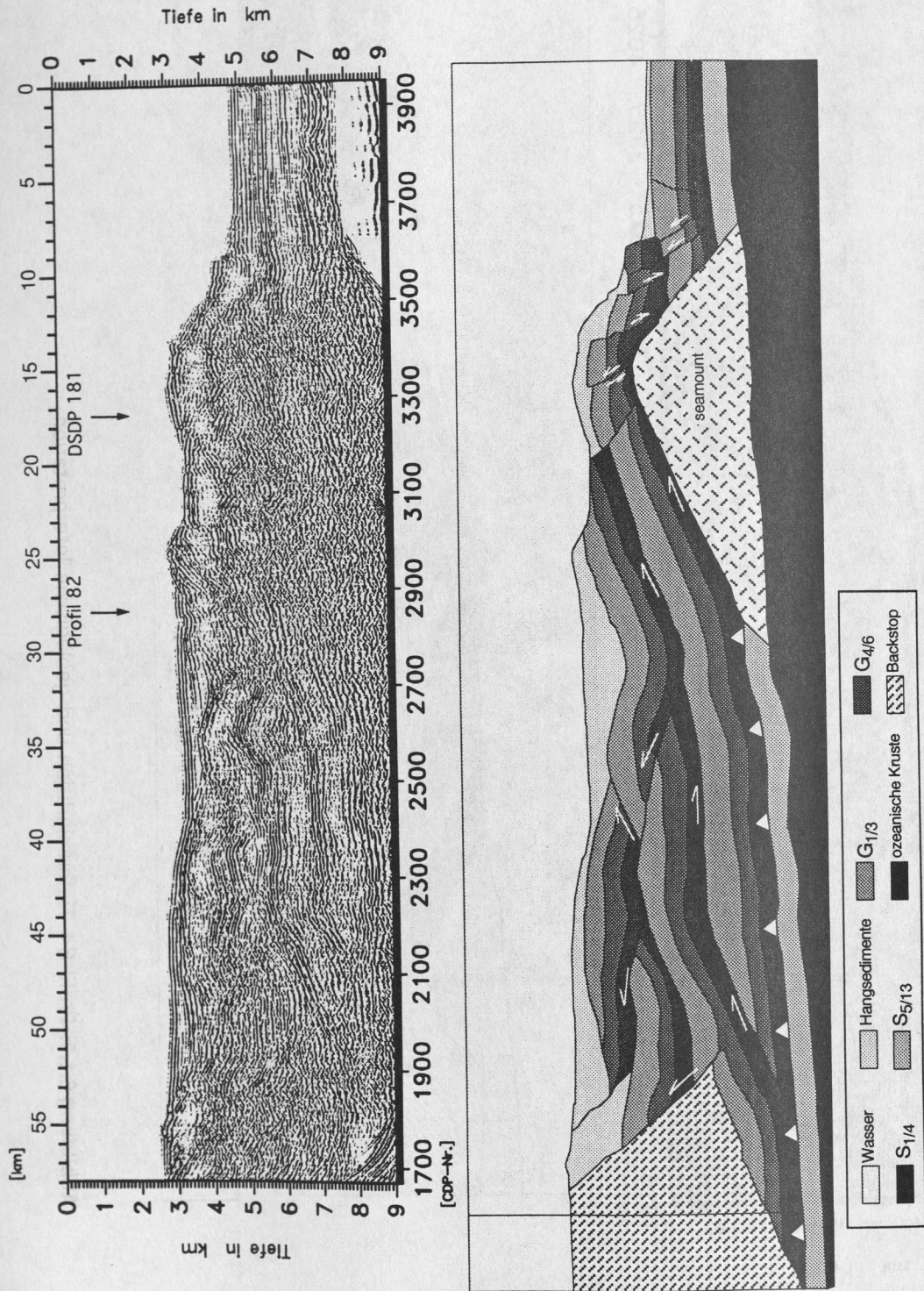


Abbildung 6.1.3: Profil 71 Tiefenmigration und geologische Interpretation

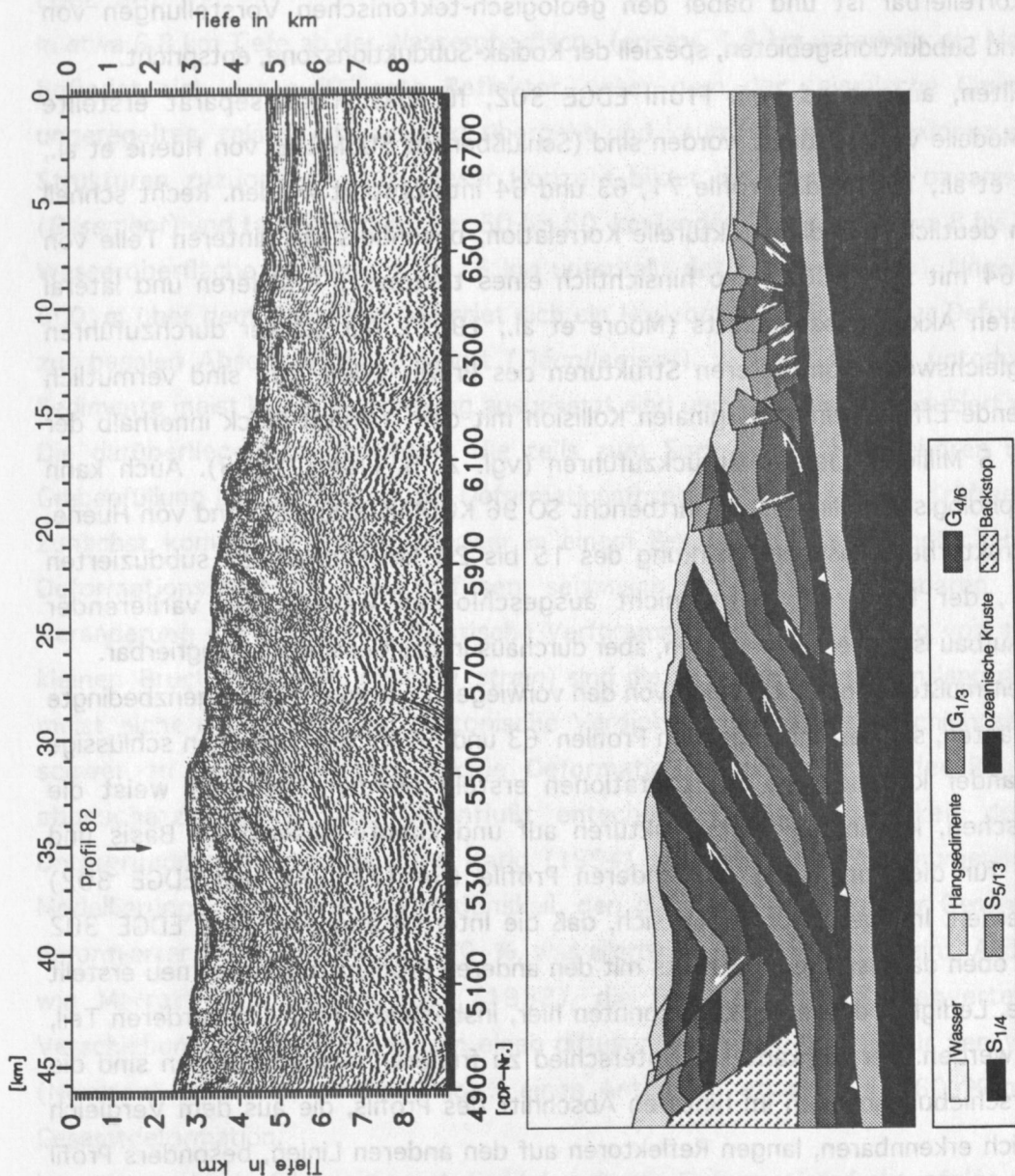


Abbildung 6.1.4: Profil EDGE 302 Tiefenmigration und geologische Interpretation

Obwohl einzelne Profile für sich gesehen überzeugend erschienen und sogar bilanzierbar waren, konnte jedoch eine zuverlässige Korrelation mit benachbarten Strukturen nicht immer erfolgen (z. B. EDGE 302 und 64).

Das weitere Vorgehen wird nun deutlich: Es mußte basierend auf seismisch abgesicherten, grundlegenden Strukturen einzelner Profile wie bei 63 und 64, eine überzeugende Gesamtinterpretation erarbeitet werden, die für jedes Profil den seismostratigraphischen Prinzipien folgt, sich als plausibel und bilanzierbar erweist, entlang charakteristischer Strukturen korrelierbar ist und dabei den geologisch-tektonischen Vorstellungen von Akkretions- und Subduktionsgebieten, speziell der Kodiak-Subduktionszone, entspricht.

Zunächst sollten, ausgehend vom Profil EDGE 302, für das schon separat erstellte geologische Modelle veröffentlicht worden sind (Schlußbericht SUBMASS: von Huene et al., 1993; Moore et al., 1991), die Profile 71, 63 und 64 interpretiert werden. Recht schnell wurde jedoch deutlich, daß die strukturelle Korrelation, besonders der hinteren Teile von 71, 63 und 64 mit EDGE 302, also hinsichtlich eines tektonisch stabileren und lateral gleichförmigeren Akkretionsabschnitts (Moore et al., 1992), nur schwer durchzuführen war. Die vergleichsweise komplexeren Strukturen des Profils EDGE 302 sind vermutlich auf nachwirkende Effekte einer marginalen Kollision mit dem Yakutat-Block innerhalb der letzten 4 bis 5 Millionen Jahren zurückzuführen (vgl. z. B. Fröhn, 1995). Auch kann aufgrund morphologischer Hinweise (Fahrtbericht SO 96 KODIAK SEIS, Flüh und von Huene, 1994) die strukturbeeinflussende Wirkung des 15 bis 20 km südwestlich subduzierten *seamounts*, der Profil 71 prägt, nicht ausgeschlossen werden. Ein variierender struktureller Aufbau ist daher anzunehmen, aber durchaus in das Gesamtbild integrierbar.

Für diese Arbeit mußten somit ausgehend von den vorwiegend nur durch konvergenzbedingte Tektonik geprägten, südwestlich liegenden Profilen 63 und 64 für alle Sektionen schlüssige und untereinander korrelierbare Interpretationen erstellt werden. Profil 63 weist die meisten typischen, kontinuierlichen Strukturen auf und konnte deshalb als Basis und Anhaltspunkt für die Anpassung der anderen Profile (64 (73), 71 und EDGE 302) verwendet werden. Infolgedessen ergab sich, daß die Interpretation der Linie EDGE 302 bezüglich des oben dargestellten Konzepts mit den anderen Profilen zusammen neu erstellt werden mußte. Lediglich einige Ansätze konnten hier, insbesondere für den vorderen Teil, übernommen werden. Der markanteste Unterschied zu früheren Interpretationen sind die längeren Überschiebungsbahnen im hinteren Abschnitt des Profils, die aus dem Vergleich mit den deutlich erkennbaren, langen Reflektoren auf den anderen Linien, besonders Profil 63 und auch 71, hervorgingen. Die so erarbeiteten strukturbestimmenden Gemeinsamkeiten, die eingeschränkt auch für die Profile EDGE 302 und 71 gelten, werden nachfolgend erörtert.

Besonders auffällig sind die im Graben sichtbaren fünf charakteristischen Reflektoren, die eine für Tiefseesedimente typische, nahezu söhliche Lagerung aufweisen. Sie lassen sich auch kontinentwärts, also während ihrer tektonischen Verformung gut verfolgen bzw. korrelieren, so daß sie die Grundlage der seismostratigraphischen Gliederung bilden. Mit Hilfe der DSDP-Bohrungen 178 und 180 konnten diese Sedimentsequenzen auf allen Profilen lithologisch eingeordnet werden (Kapitel 6.1.1). Als Basis diente hierzu das längste, räumlich am nächsten liegende und bezüglich der Datenqualität beste Profil, die Linie EDGE 302.

In etwa 6,8 km Tiefe ab der Wasseroberfläche (entspr. 1,9 km unterhalb des Meeresbodens) befindet sich der auffälligste Reflektor, unter dem der seismische Charakter in ein unregelmäßiges, relativ diffuses Bild übergeht und kaum weitere Reflexionen geologischen Strukturen zuzuordnen sind. Dieser Horizont bildet die Grenze zur ozeanischen Kruste (*Basement*) und taucht entlang der 50 bis 60 km langen Profile auf etwa 8 bis 9 km ab der Wasseroberfläche ab (entspr. ca. 6 km unterhalb des Meeresbodens). Ungefähr 500 bis 600 m über dem *Basement* befindet sich ein Horizont, der sich ab der Deformationsfront zur basalen Abscherfläche formiert (*Décollement*), also der Grenze unterhalb derer die Sedimente meist keiner Verformung ausgesetzt sind und vollständig subduziert werden.

Die darüberliegenden Schichten, die teils zum Surveyor-Fächer gehören und teils die Grabenfüllung bilden, sind ab der Deformationsfront den tektonischen Kräften ausgesetzt. Zunächst kommt es vermutlich aber in einem Bereich vor der eigentlichen, sichtbaren Deformationsfront, zu einer diffusen, seismisch nicht mehr auflösbaren, strukturellen Veränderung der Sedimente. Plastische Verformungen und die Bildung von mikroskopisch kleinen Bruchstrukturen (*ductile strain*) sind die Auslöser für eine entlang den Sektionen meist nicht festzustellende, tektonische Verdickung der Sedimentschichten. Dieser nur schwer zu quantifizierende duktile Deformationsanteil kann in der Regel nur grob abgeschätzt werden und beeinflusst entscheidend die Genauigkeit der gesamten Untergrundmodelle. Morgan und Karig (1994) schätzen, mit Hilfe numerischer *strain*-Modellierungen am Nankai-Akkretionskeil, den duktilen Anteil bei der Gesamtverkürzung deformierter Sedimente auf fast 70 %, was allerdings sehr hoch erscheint. Andere Autoren, wie Marrett und Allmendinger (1992), die über fraktale Größenverteilungen von Verschiebungen kleiner Störungen einen diffusen Verdickungsanteil für den Viking-Graben (Nordsee) ermitteln, schätzen solch einen Anteil auf etwa 25 bis 60 % bezüglich der Gesamtdeformation.

Im weiteren Verlauf kommt es ab der erkennbaren Deformationsfront infolge ausgeprägter Bruchtektonik zur Ausbildung kleinerer Bruchschollen und Kompressionspakete, die der imbrierten Schuppenzone, wie sie zum Beispiel Moore et al. (1990) oder Gaedicke

(1994) beim Nankai-Akkretionskeil beschreiben, sehr ähnlich ist. Nach etwa 20 km ab der Deformationsfront landwärts (NW) ändert sich der Deformationsstil, und lange Überschiebungsbahnen, vergleichbar mit den Duplexstrukturen, die im Nankai-Akkretionskeil interpretiert und beim Barbados Ridge Akkretionskomplex angedeutet sind (Moore et al., 1986), prägen den Untergrund. Eine mögliche Ursache, die zur Ausbildung derart langer und ausgeprägter Überschiebungen führen könnte, ist die fast vollständige Entwässerung der Sedimentschichten auf den ersten 15 bis 20 km, wie im nächsten Kapitel ausführlich dargestellt wird. Hierdurch kommt es zu einer hohen Verfestigung der Sedimente, die durch die veränderten mechanischen Eigenschaften auf die gleiche tektonische Beanspruchung stabiler reagieren. Außerdem bewirken die überschobenen und aufgestapelten Sedimentpakete eine große Zunahme der Schichtdicke, also der Auflast, was zusätzlich die weitere Kompression und Kompaktion fördert. Mögliche kleinere Bruchstrukturen, entstanden bei der initialen Deformation, können in diesem Abschnitt des Akkretionskeils seismisch kaum noch aufgelöst und erkannt werden.

Bei etwa 50 bis 60 km hinter der Deformationsfront kommt es zur Ausbildung typischer Strukturen, die das Ende der jungen, aktiven Akkretion anzeigen. Die Entstehung von Störungssystemen mit konträrer Orientierung, allgemein als Rücküberschiebungen (*back thrusts*) bezeichnet, forcieren zum einen die Bildung von Sedimentationsbecken und zum anderen propagieren sie ein Art *out-of-sequence*-Strukturen, die sich durch ein komplexes Reflexionsmuster auszeichnen. Nicht selten bildet sich hier eine als aktiver *Backstop* bezeichnete keilförmige Einheit stark verfestigter, älterer Sedimente (vermutlich Miozän bis Eozän; Moore, von Huene, Fisher et al., 1991), gegen den die Schichtpakete gepreßt und aufgesteilt werden.

Ab hier folgen schlecht reflektive Sedimenteinheiten, die mittels einer COST-Bohrung auf dem Schelf (*Continental Outer Shelf Test*) und der Korrelation von Reflektoren seewärts bis zum *Backstop* auf eozänes Alter datiert werden konnten (Moore, von Huene, Fisher et al., 1991). Das Akkretionsgeschehen wechselt an dieser Stelle wegen der stark kompaktierten, vermutlich schon längst entwässerten Sedimente in einen deutlich inaktiveren Zustand, was an der schwächer ausgeprägten Deformationstektonik zu erkennen ist. Für die Untersuchungen in dieser Arbeit, bezüglich rezenter, aktiver Phänomene an Akkretionskeilen, wie Deformations- und Entwässerungsverhalten, genügt eine Betrachtung des vorderen Bereichs bis zur Zone des aktiven *Backstops*.

Mit Hilfe von DSDP-Bohrung 181 (Abb. 6.1.3), die fast 400 m Sediment im aktiven Deformationsbereich durchteuft, konnten die jungen, schlammig bis siltigen, stark "biogenen" Hangsedimente als hier bis ca. 170 m mächtige Schicht identifiziert und eingeordnet werden (von Huene und Kulm, 1973). Diese sind hauptsächlich erst seit dem

Pleistozän, durch Hangsedimentation oder Erosion, auf den tertiären Grabensedimenten abgelagert worden und füllen zum Teil bis zu einem Kilometer mächtige Sedimentbecken (Profil 63, hintere Hälfte). Eine tektonische Deformation und damit eine Relevanz bezüglich des Entwässerungsverhaltens am Akkretionskeil kann deshalb aufgrund des jungen Alters (meist nur wenige hunderttausend Jahre) nahezu ausgeschlossen werden.

Das Profil 82 (Abb. 6.1.5) kreuzt die Linien EDGE 302, 71 und 63 bei, akkretionsgeschichtlich betrachtet, ungefähr analogen Bereichen etwa 20 bis 30 km hinter der Deformationsfront. Es wurde nach den Interpretationen der Hauptlinien strukturell in das Arbeitsgebiet eingegliedert und zeichnet sich durch eine fast söhlige und über weite Bereiche störungsfreie Schichtung aus. Linie 82 durchschneidet einen Bereich, der in Deformationsrichtung durch lange Überschiebungen, also der Überlagerung mehrerer Sedimentsequenzen, geprägt ist. In dieser Richtung entlang der Grabenachse erhält man somit ein zeitlich und tektonisch statisches Abbild eines bestimmten Akkretionsstadiums. Der relativ "glatte" und weitgehend ungestörte Verlauf der Hauptstrukturen deutet auf geringere laterale Variation hin. In diesem Bereich des Keils geht die Akkretionstektonik in eine stabilere Phase über, was unter anderem auf eine Änderung der sedimentphysikalischen Eigenschaften aufgrund des Fluidverlustes zurückzuführen sein könnte.

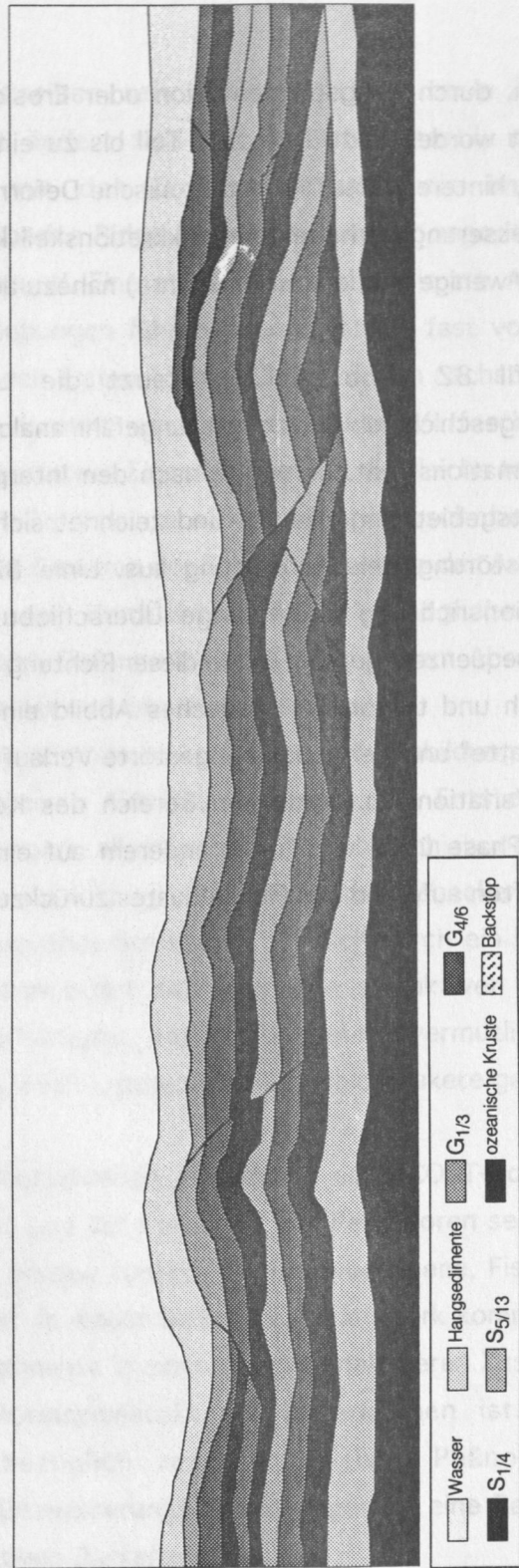
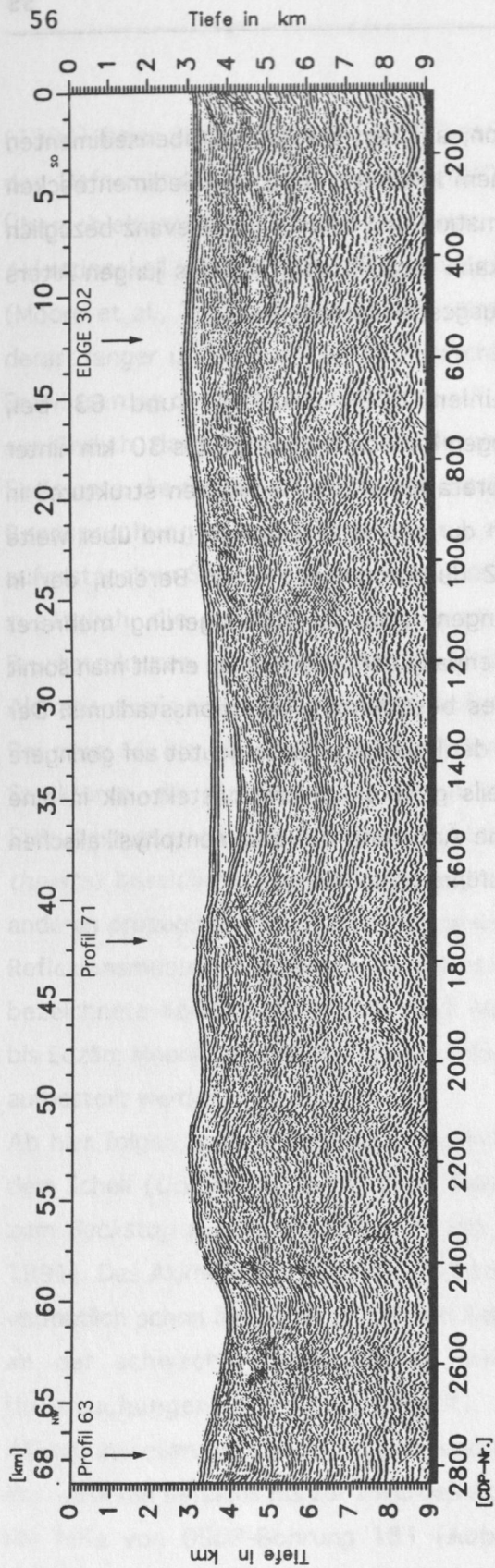


Abbildung 6.1.5: Alaska Profil 82 Tiefenmigration und geologische Interpretation

6.1.1 Stratigraphisch-lithologische Einordnung

Mit Hilfe der DSDP-Bohrungen 178 und 180 lassen sich die Sedimentschichten in den stratigraphisch-lithologischen Zusammenhang einordnen. Als Referenzlinie diente Profil EDGE 302, da es primär wegen der Länge, und somit räumlichen Nähe zu den Bohrlöchern, und auch aufgrund der höheren Datenqualität (wegen der moderneren Akquisition) die bestmögliche stratigraphisch-lithologische Zuordnung ermöglichte. Korreliert wurden hierbei vor allem der akustische Charakter und die Laufzeiten bzw. Tiefenlagen der Reflektoren. Abbildung 6.1.6 zeigt einen Ausschnitt der Stapelsektion des Profils EDGE 302 aus dem ungestörten Grabenbereich und die Einordnung der maßgebenden Reflektoren mit Hilfe des akustischen Charakters. Die Sedimente des Surveyor-Fächers lassen sich durch einen starken, kontinuierlichen Reflektor in eine von Stevenson und Embley (1987) benannte obere und untere Sequenz unterteilen. Dieser markante Reflektor wird im aktiven Akkretionskeil oft als basale Abscherfläche oder Décollement interpretiert. Aufgrund der lateralen Gleichförmigkeit der Sedimentschichtung im ungestörten Graben konnte die Schichtabfolge durch Reflexionsbild- und Tiefenlagen-Vergleich, ausgehend vom Profil EDGE 302, auf allen dazu parallel liegenden Profilen des Untersuchungsgebietes wiedergefunden werden.

Die fast 800 m mächtige Sedimentsequenz des auf der ozeanischen Kruste aufliegenden Surveyor-Fächers konnte auf diese Weise durch DSDP 178 mit den Interpretationen korreliert werden. Nachfolgende Tabelle (Tab. 6.1) stellt die durch die geologische Interpretation erhaltene Schichtfolge neben die Sedimentsequenz der Bohrung. Die Einordnung der relativen Schichttiefen erfolgte im ungestörten Teil des Grabens, etwa 3 km vor der Deformationsfront, und ermöglichte eine ziemlich genaue lithologische Zuordnung, da die Mächtigkeit des Surveyor-Fächers im relevanten Bereich als nahezu konstant angesehen werden kann.

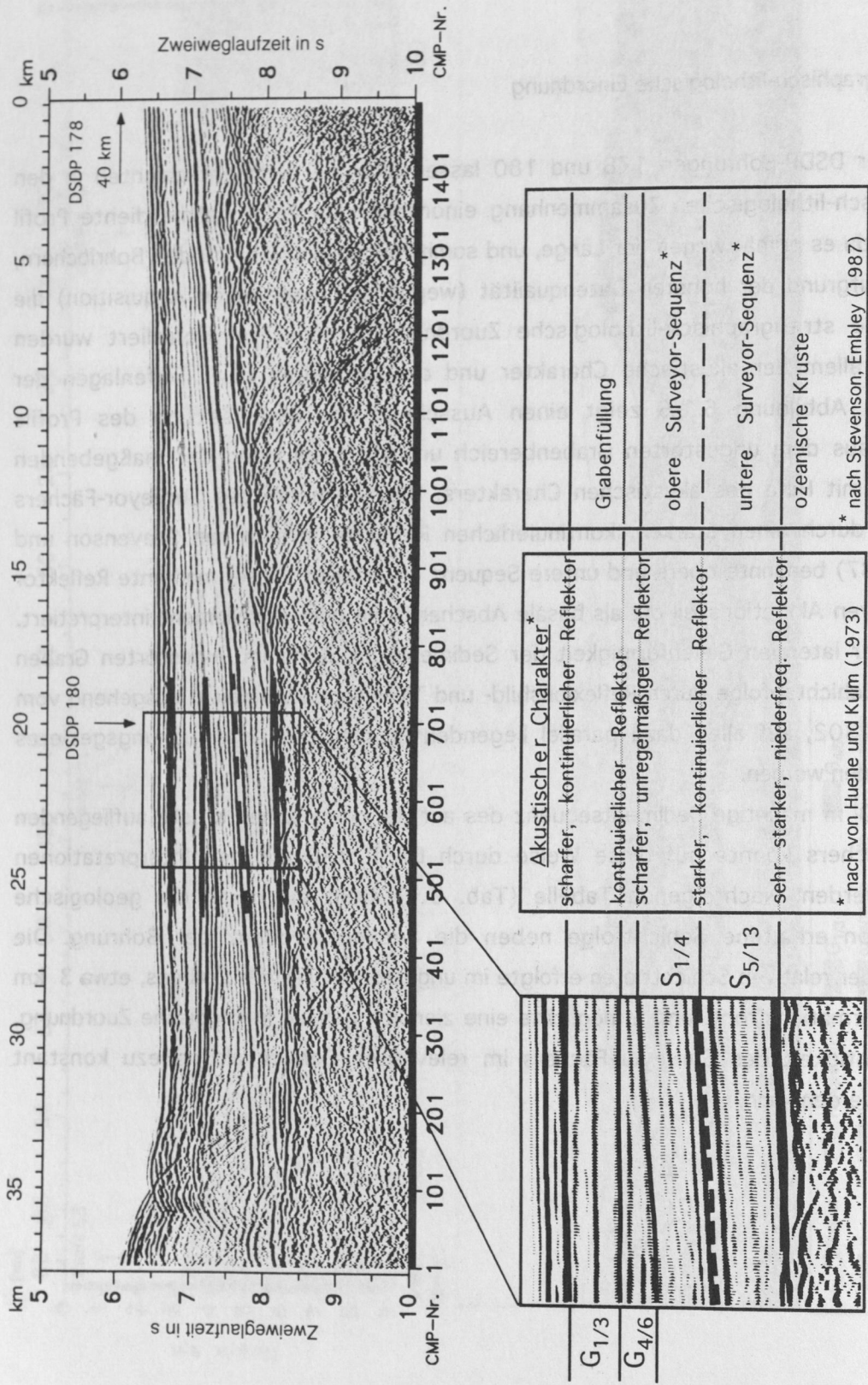


Abbildung 6.1.6: Stapelsektion des Profils EDGE 302 aus dem ungestörten Grabenbereich in der Nähe der DSDP-Bohrungen 178 und 180. Die Einordnung der Sedimentschichten erfolgte anhand des akustischen Charakters und der Surveyor-Fächer Einteilung nach Stevenson und Embley (1987).

DSDP 178				Interpretation	
Schicht	Tiefe * (m)	Lithologie	geol. Alter	Schicht	Tiefe * (m)
1	0-96	dunkle Tone mit glaziogenen Ablagerungen	Holozän - Pleistozän	S _{1/4}	1000 - 1350 (0-350)
2	96-141	wie 1, diatomeenreicher, weniger Erratika	Pleistozän		
3	141-280	wie 1, mehr Siltschichten, weniger Diatomeen	Pleistozän - spätes Pliozän		
4	280-357	ton- und diatomeenhaltige Schichten, sandig/siltige Turbidite	spätes Pliozän		
5	280-357	wie 4, ohne Turbidite	spätes Pliozän	S _{5/13}	1350 - 1800 (350-800)
6, 7	410-505	Tone mit Zwischenlagen aus Silt- und Sandturbiditen und mit der Tiefe ansteigenden Diatomeengehalt	spätes Pliozän - mittl. Pliozän		
8	505-560	Silt- und Sandturbidite und wenig Ton	Pliozän		
9	560-630	siltige und feinsandige Turbidite mit tonigen Zwischenschichten	mittl. Pliozän - frühes Pliozän		
10, 11	630-742	unterschiedliche Sequenzen von Ton, Silt und Sand	frühes Pliozän		
12, 13	742-777	kalkige Sedimente und Tonstein pelagischen Ursprungs	mittl. Miozän - frühes Miozän		

* Tiefe unterhalb des Meeresbodens (Wassertiefe: ca. 4800 m)

Tabelle 6.1 (nach: von Huene, Kulm, et al., 1973)

Die oberen vier Einheiten des Surveyor-Fächers wurden als Schicht S_{1/4} zusammengefaßt und haben eine Gesamtmächtigkeit von gut 350 m. Sie entsprechen der oberen Surveyor-Sequenz nach Stevenson und Embley (1987) mit turbiditischen Ablagerungen, die überwiegend vom *Surveyor Channel*, einem von Nordost sedimentzuführenden System, herantransportiert wurden. Schicht S_{1/4} besteht hauptsächlich aus Wechsellagen toniger, diatomeenhaltiger und siltig/sandiger Schichten, die in den oberen Bereichen mit glazialen Ablagerungen durchsetzt sind. Anhand von Altersdatierungen kann die Schicht dem Pleistozän bis spätem Pliozän zugeordnet werden.

Besonders auffällig ist die nächste Grenzfläche bei etwa 1350 m unterhalb des Meeresbodens, die ab der Deformationsfront häufig eine basale Abscherfläche bildet. Durch Änderung der sedimentphysikalischen Eigenschaften kann es zur Formierung eines Décollements kommen, unterhalb dessen eine geringere tektonische Verformung stattfindet. Als Ursache kommt vermutlich sehr hoher, überkritischer Porendruck in Betracht, der die Bildung einer Art "Gleitschicht" begünstigt (z. B. Davis et al., 1983). Eine hohe Zunahme der seismischen Geschwindigkeit in dieser Tiefe deutet auf solche erhöhten lithostatischen

Druckverhältnisse als Folge gestiegener Auflast hin. Exaktere oder detailliertere Erklärungen, wie es zur Bildung einer basalen Abscherfläche kommt, können aber aufgrund der Komplexität der vielen verschiedenen beteiligten Ereignisse für das Untersuchungsgebiet nicht gegeben werden.

Unterhalb des Décollement (ab 1350 m unterhalb des Meeresbodens), auf der ozeanischen Kruste (*Basement*) aufliegend, befindet sich eine etwa 500 m mächtige Einheit aus unterschiedlichen Sequenzen von Ton, Sand und Silt, teilweise auch diatomeenhaltig. Diese in den Interpretationen als S_{5/13} bezeichnete Schichtfolge kann auf spätes Pliozän bis mittleres oder frühes Miozän, für die untere Schicht, datiert werden. Diese untere direkt auf der ozeanischen Kruste aufliegende 27 m dicke Schicht aus hauptsächlich pelagischem Tonstein konnte seismisch nicht aufgelöst werden. Da Bohrung DSDP 178 im Bereich eines sogenannten "*Basement-Hoch*" niedergebracht wurde, ist anzunehmen, daß die pelagische Schicht des Surveyor-Fächers im Mittel mächtiger ist.

Schicht S_{5/13} entspricht der unteren Surveyor-Sequenz nach Stevenson und Embley (1987) und zeichnet sich durch das Fehlen sedimentfächer-typischer *Channel*-Strukturen aus.

In diesem Zusammenhang sei angemerkt, daß die nicht absolut exakt mit der Bohrung korrelierenden Schichtgrenzen der Interpretationen vermutlich auf laterale Schwankungen in der Mächtigkeit des Surveyor-Fächers aufgrund variierender Sedimentation zurückgeführt werden können. Weitere Gründe könnten aber auch in der Schwankungsbreite der seismischen Auflösung bzw. des Tiefenfehlers der Migration und der Genauigkeit der manuellen Interpretation zu finden sein.

Die DSDP Bohrung 180 wurde zur stratigraphisch-lithologischen Einordnung der Grabenfüllung benutzt. Sie durchteuft eine ca. 470 m mächtige Einheit undeformierter Sedimente aus dem vorderen, seewärtigen Abschnitt der "keilförmigen" Grabenfüllung. Zu beachten ist hier demnach, daß aufgrund der abtauchenden ozeanischen Platte die Mächtigkeit der ungestörten Sedimente bis zur Deformationsfront stark anwächst. Eine genaue Zuordnung der Schichtfolgen aus dem seismischen Abbild konnte somit nur an der Stelle gleicher Sedimentmächtigkeit erfolgen. Da beim Profil EDGE 302 ein ausreichend langer Abschnitt aus dem nicht deformierten Grabenbereich zur Verfügung stand, konnte auch hier eine Zuordnung der Lithologie über den seismischen Charakter (Abb. 6.1.6), mit Korrelation und Übertragung auf die anderen Profile (71, 63, 64), vorgenommen werden. Die Einordnung für Tabelle 6.2 erfolgte dann bezüglich der etwa 1000 m mächtigen Grabenfüllung wie sie

auf allen Profilen ungefähr drei bis fünf Kilometer vor der Deformationsfront registriert worden ist.

DSDP 180				Interpretation	
Schicht	Tiefe* (m)	Lithologie	geol. Alter	Schicht	Tiefe* (m)
1, 2a	0-55	dicke Siltschichten mit Tonzwischenlagen	Holozän - spätes Pleistozän	G _{1/3}	0 - 600
2b	55-140	wie 1, nur etwas dünnere Siltschichten			
3	140-265	wie 1, mit erratischem Sand und Kies (glazial)			
4	265-315	grün-grauer diatomeenhaltiger Ton mit wenigen siltigen Zwischenlagen (interglazial)	Holozän - spätes Pleistozän	G _{4/6}	600 - 1000
5	315-390	grauer Ton und Silt			
6	390-462	graue Tone mit vielen Siltlagen und Erratika (glazial)			

* Tiefe unterhalb des Meeresbodens (Wassertiefe: ca. 4800 m)

Tabelle 6.2 (nach: von Huene, Kulm, et al., 1973)

Die ersten 600 m der Grabenfüllung (G_{1/3}) werden hauptsächlich durch eine Wechschelung von Silt- und Tonlagen unterschiedlicher Mächtigkeit geprägt, die durch eine markante Reflexion von den unteren insgesamt ca. 400 m dicken hauptsächlich tonigen Schichten (G_{4/6}) getrennt wird. Das Alter dieser Einheiten reicht vom Holozän für die oberen Schichten bis zum späten Pleistozän für die unteren auf dem Surveyor-Fächer aufliegenden Sedimenten. Obwohl auch die oberen Sedimente des Surveyor-Fächers den Aufbau des Akkretionskeils mitbestimmen, so liefert die Grabenfüllung doch den Hauptanteil und prägt somit durch mitgeführte Fluide maßgeblich das Entwässerungsverhalten des gesamten Gebietes. Da diese Bohrung etwa 16 km von der Deformationsfront entfernt liegt, ist zu bemerken, daß die Sedimente der obersten Schicht (1, 2a) in Richtung Grabenachse, entlang eines dort gefundenen 3 bis 6 km breiten Turbiditkanals, vermutlich zunehmend gröber, also sandiger werden (von Huene, Kulm, 1973).

6.1.2 Charakterisierung der einzelnen interpretierten Profile

In nachfolgenden Abschnitten werden die tektonischen Interpretationen der Linien 63, 64 (73), 71, EDGE 302 und 82 einzeln betrachtet und vorhandene Besonderheiten diskutiert. Wie schon zu Beginn von Kapitel 6.1 erläutert, mußten die Untergrundmodelle der Profile bestimmte Voraussetzungen und Bedingungen erfüllen, um ein plausibles und zuverlässiges geologisch-tektonisches Gesamtmodell der Kodiak-Subduktionszone zu liefern. Ausgehend von der Interpretation des Profils 63 werden die tektonischen Modelle der restlichen Linien diskutiert.

- Profil 63 (Abb. 6.1.1)

Dieses Profil befindet sich in einem Abschnitt der Kodiak-Subduktionszone, der im wesentlichen nur durch konvergenz-bedingte Tektonik geprägt wird. Ein großer Teil der Reflektoren läßt sich, im Vergleich zu den übrigen Profilen, hier mit höherer Zuverlässigkeit den vermutlichen Untergrundstrukturen zuordnen. Grundsätzlich weist diese Linie viele für Akkretionskeile charakteristischen Merkmale auf, die in Analogie z. B. zu dem von Moore et al. (1990) im Nankai-Akkretionskeil erstellten Aufbau stehen. Auch die von Kukowski, Gutscher et al. (1994) aktuell durchgeführten Sandkastenexperimente zeigen teilweise, trotz stark vereinfachter Modellannahmen, ein vergleichbares strukturelles Bild, welches allein durch die hohe Abhängigkeit von der Geometrie des Keils entstanden ist.

Der ungestörte Teil des Grabens geht ab der Deformationsfront (bei 3 km) in ein durch bruchhafte Verformung entstandenes Gebiet schuppenhafter Ausprägung über. Dieser etwa 15 km lange Abschnitt wird durch fünf kleinere Bruchschollen aufgebaut, die von teils 500 m mächtigen Hangsedimenten überlagert werden. Nach ca. 20 km ändert sich der tektonische Stil, was mit der Bildung einer auffälligen, entgegengesetzt gerichteten Störung (*back thrust*) zusammenfällt, wodurch eine Art "*pop up*" entsteht. Lange duplexförmige Über- bzw. Unterschiebungen (*underplating*, *underthrusting*) bestimmen von hier ab die Struktur des Untergrunds. Hierfür kommen zum einen geometrische und rheologische Gründe in Frage - stabile Keilformationen (*stable wedge taper*) werden bevorzugt (Davis et al., 1983; Moore et al., 1991) - und zum anderen Änderungen in den sedimentphysikalischen Eigenschaften, erkennbar an dem hohen Geschwindigkeitsanstieg kontinentwärts, der auf zunehmende Entwässerung und Kompaktion der Sedimente während der Deformation zurückzuführen ist (Bray und Karig, 1985). Drei mächtige bis 20 km

lange Überschiebungen, von denen die obere schon teilweise erodiert wurde, prägen den mittleren Teil des Profils. Aufgrund der kontinentalwärts zunehmenden Mächtigkeit des Akkretionskeils, der ansteigenden Komplexität der Strukturen und der teils steileren Reflektordips lassen sich interne, kleinere Bruchstrukturen, wie sie zu Beginn der Deformation entstanden sein müßten, hier seismisch kaum mehr auflösen. Die Vermutung liegt aber nahe, daß die scheinbar ungestörten langen Überschiebungspakete in der Realität sicherlich von einem sehr komplexen Störungssystem, kleinerer, bruchtektonisch aufgebauter Einheiten durchsetzt sein müssen. Geringe seismische Hinweise hierauf liefern nur die kleinen Bruchstücke bei etwa 34 km in der obersten Überschiebung. Eine weitere Berücksichtigung bei der Interpretation konnte jedoch aufgrund der vorhandenen Seismik nicht erfolgen, so daß der hintere Abschnitt im wesentlichen nur den generellen Verlauf der Sedimenteinheiten widerspiegeln kann. Wegen vergleichbarer seismischer Abspielungen ist diese Problematik ebenfalls auf alle anderen Profile übertragbar, was aber die grundsätzliche, laterale Korrelation der Linien kaum beeinträchtigt.

Im weiteren Verlauf prägt eine mächtige Falte bei etwa 38 km das tektonische Bild bis in eine Tiefe von 7-8 km (entspr. 4 bis 5 km unterhalb des Meeresbodens), die zusammen mit einer nur ansatzweise erkennbaren Rücküberschiebung bei ca. 45 km, durch den Druck gegen ein strukturelles Widerlager (*Backstop*) entstanden sein könnte. Derartige Prozesse begünstigten die Heraushebung des fast 1,5 km mächtigen Sedimentbeckens, was durch die leichte Verfaltung der Beckenfüllung gekennzeichnet ist. Das aktive *Backstop* bildet eine in etwa keilförmige Einheit stark verfestigter, älterer Sedimente (bei ungefähr 50 km) und markiert, wahrscheinlich ähnlich wie bei Profil EDGE 302 (Moore et al., 1991), den Übergang zu einem tektonisch inaktiveren, geologisch älteren Teil des Kontinentalhanges. Die klare keilförmige Abgrenzung aus der Interpretation ist seismisch nicht eindeutig belegt und deutet somit lediglich einen möglichen, prinzipiellen Verlauf des *Backstops* an. Da aber eine solche Struktur nicht nur aufgrund modelltheoretischer Überlegungen existiert, sondern, wie bereits in Kapitel 4 erwähnt, auch an anderen Kontinentalrändern gefunden wurde (z. B. Peru, von Huene und Miller (1987) oder Costa Rica, Hinz et al. (1992)), sollte die Form für die weiteren Betrachtungen hinreichend erfaßt worden sein.

- Profil 64 (73) (Abb. 6.1.2)

Die Interpretation dieser Linie gestaltete sich aufgrund der schlechteren Datenqualität, besonders im kontinentalwärtigen Teil schon ab etwa 30 km, als äußerst diffizil. Reflexionsmuster und auch Geschwindigkeitsinformationen sind in diesem Bereich mit größeren Unsicherheiten behaftet. Nur mit Hilfe der bisher gewonnenen Erkenntnisse und der Linie 73 (als "Ersatz" für den hinteren Teil) konnte ein Untergrundmodell erarbeitet werden, das den strukturellen, tektonischen und geologischen Erfordernissen gerecht wurde. Auffälligstes Merkmal des vorderen, seewärtigen Teils des Profils ist die kaum ausgeprägte Schuppenzone, die bei ca. 7 km im wesentlichen nur aus zwei kleineren Bruchstücken besteht. Sofort anschließend folgt ein Bereich mit zwei längeren Kompressionspaketen, die am Beginn einer tektonischen Überschiebungsphase stehen. Diese Region wird von mächtigen Hangsedimenten überdeckt, die vermutlich auch größere Mengen erodierten und abgerutschten Materials vom hinteren Akkretionskeil beinhalten könnten. Sedimentsequenzen, die sich dort nicht vollständig aufbauen ließen, deuteten auf eine natürlich bedingte Abtragung hin (Erosion).

Obwohl es sich um eine tektonisch differierende Region handelt, findet man auch viel weiter nordöstlich, in dem von Fröhn (1995) untersuchten Gebiet der Alaska-Subduktionszone (vgl. geol. Übersichtskarte Abb. 4.1), ähnlich längere Überschiebungspakete, die bereits kurz nach der Deformationsfront auftreten. Da hier die Ursache sicherlich in der Kollision mit dem Yakutat-Block zu suchen ist, kann ein weiterer Vergleich an dieser Stelle natürlich nicht erfolgen, es soll hier lediglich auf die Möglichkeit, veränderter tektonischer Stile aufgrund variierender interner oder externer Bedingungen und Einflüsse, hingewiesen werden.

Das Modell für das mittlere Teilstück der Sektion zeigt, aufgrund der schlechteren Datenqualität, nur andeutungsweise die typischen langen Überschiebungen (bis etwa 30 km Länge) mit drei fast vollständigen, sich überlagernden Grabensequenzen, die im wesentlichen durch Vergleich mit Nachbarprofil 73 erarbeitet wurden. Unterschiede resultieren aus dem teils bis 10 km großen Abstand der Profile zueinander. Eventuell vorhandene interne Bruchstrukturen aus der anfänglichen Deformation, die bei dieser Linie vermutlich weniger ausgeprägt auftreten sollten, sind auch hier seismisch nicht erfaßt. Die Überschiebungen spiegeln lediglich den generellen Verlauf der Strukturen wider. Der hintere Bereich ist nahezu äquivalent zum Nachbarprofil 63. *Backstop*, Rücküberschiebung und Sedimentbecken zeigen in diesem Abschnitt laterale Kontinuität an.

- Profil 71 (Abb. 6.1.3)

Die Verwendung aktueller wissenschaftlicher Informationen ließ auf diesem Profil eine ozeanische Besonderheit erkennen. Sowohl bathymetrische als auch magnetische Messungen auf der Forschungsfahrt SO96 (KODIAK SEIS, 1994) lieferten sehr deutliche Hinweise, daß an dieser Stelle ein *seamount* in die Subduktion mit einbezogen worden ist (Fahrtbericht SO96, 1994). Diese Struktur gehört vermutlich zu einer ganzen Kette von Tiefseevulkanen, die den zentralen Aufbau des Surveyor-Fächers prägen. Bathymetrisch konnte der sehr steile Anstieg um fast 2 km auf einer Strecke von nur 7 km kartiert werden. Das Fehlen der gemäßigten Hangneigung durch frontale Akkretion, also die Bildung kleinerer vorderer Bruchschollen, und die Ausformung einer buchtartigen Struktur sind typische Merkmale einer *seamount*-Subduktion, wie sie auch am Kontinentalrand von Costa Rica oder im Japan Graben vorkommen (von Huene et al., 1994; von Huene und Lallemand, 1990).

Obwohl die Analyse der seismischen Geschwindigkeit keine außergewöhnlichen Abweichungen oder anomalen Werte lieferte, kann aber allein schon über die Form der Meeresboden-Topographie der strukturelle Verlauf des *seamount* nachempfunden werden. Ein weiteres Indiz lieferten auch die stark kompaktierten, auf dem *seamount* aufliegenden Sedimente aus der DSDP Bohrung 181, die kurz hinter dem Kamm niedergebracht wurde. In der Seismik zeichnet sich der Bereich des *seamounts* durch ein mehr chaotisches Reflexionsbild aus, das durchsetzt ist mit Reflexionserscheinungen, die als Strahlbündelungseffekte von der Seite gedeutet werden müssen.

Die Sedimente in unmittelbarer *seamount*-Umgebung sind extremer bruchhafter Verformung ausgesetzt, was sich wiederum im äußerst komplexen seismischen Reflexionsbild widerspiegelt und die Erstellung des Untergrundmodells stark erschwerte. Die eindeutige Abgrenzung des *seamount* kann anhand der Seismik nicht erfolgen und somit wäre es durchaus auch zulässig die etwa 500 m höheren Reflexionen dieser Struktur zuzuordnen.

Auf dem hinteren Bereich des Profils ist kaum eine direkte Einwirkung des *seamounts* bemerkbar, der Einflußbereich bleibt im wesentlichen rückwirkend und auf die Umgebung bis ca. 35 km beschränkt. Das Zerbrechen und Abrutschen der Sedimente im vorderen Teil (8 bis 15 km), die Hebung zweier Sedimentsequenzen zwischen 20 und 30 km und eventuell die Bildung der Rücküberschiebung bei 35 km lassen sich als direkte Konsequenz der *seamount*-Subduktion ableiten.

Der laterale Einfluß allerdings ist nur schwer zu erfassen und läßt sich aber anhand morphologischer Hinweise bis in das Gebiet von Profil EDGE 302 abschätzen (Fahrtbericht SO96, 1994).

Die für den mittleren Abschnitt charakteristischen längeren Überschiebungen zeigen ein komplexeres Bild als bei Linie 63 und 64 und werden am kontinentalwärtigen Ende des Profils ebenfalls gegen das keilförmige *Backstop* (bei etwa 50 km) gedrückt. Aufgrund dieser Mechanismen ist vermutlich die Bildung von *back thrusts* und des kleineren bis 600 m tiefen Sedimentbeckens begünstigt worden.

- Profil EDGE 302 (Abb. 6.1.4)

Die Interpretation dieses Profils, das einerseits im Übergangsgebiet zu einer vom Yakutat-Block beeinflussten Region liegt und andererseits vermutlich auch durch die lateralen Auswirkungen der *seamount*-Subduktion geprägt worden ist, gestaltete sich als äußerst schwierig. Trotz der hohen Datenqualität und der sehr guten Geschwindigkeitsinformation lassen sich viele Reflektoren, besonders im hinteren Abschnitt, nur schwer Untergrundstrukturen zuordnen. Die hier erstellte Interpretation soll ein mögliches, an die anderen Profile weitgehend angepaßtes Modell dieses Gebietes repräsentieren. Die Verwendung oder Diskussion möglicher alternativer Interpretationen konnte im Rahmen meiner Arbeit nicht erfolgen.

Die tektonische Beanspruchung der Sedimente beginnt ab der Deformationsfront, die etwa bei 5 km eingeordnet werden kann. Der exakte Beginn der Deformation, der durch Mikrobrüche und Minimalverformungen charakterisiert ist, kann mittels dieser seismischen Daten aufgrund des begrenzten Auflösungsvermögens nicht festgestellt werden. Auf den nächsten 13 km zeichnet sich der Meeresboden durch einen sehr flachen Anstieg mit zwei deutlichen Heraushebungen bei ca. 6 und 10 km aus. Die Sedimente werden hier von einem komplizierten Störungssystem durchzogen, was die Bildung vieler, kleinerer, gegeneinander verschobener Bruchstrukturen zur Folge hat. Obwohl das grundsätzliche Deformationsverhalten in diesem Abschnitt (bis ca. 18 km) zunächst ähnlich wie bei Profil 63 erscheint, so dominieren hier doch wesentlich komplexere Störungssysteme mit unregelmäßigeren Bruchstücken. Eine Rücküberschiebung, die durch einen steilen Anstieg und eine Hebung im Meeresboden gekennzeichnet ist (bei 18 km), leitet den Übergang in das tektonisch differierende, kontinentalwärtige Gebiet ein. Bei stetiger tektonischer Beanspruchung stärker verfestigter Sedimente wird vermutlich von hier an die Ausbildung längerer Überschiebungen bevorzugt. Das sehr komplexe seismische Bild in diesem

mittleren Abschnitt erschwert aber die zweifelsfreie Zuordnung der Reflektoren. Bathymetrische Untersuchungen während der Forschungsfahrt SO96 (Fahrtbericht SO96, Flüh und von Huene, 1994) zeigten, daß einige Strukturen dieses Bereichs (bei 10 - 18 km) nicht im rechten Winkel zum Profil verlaufen und somit viele, störende Reflexionen und Diffraktionen von der Seite her verursachen können.

In Analogie zu den anderen Profilen bestimmen wahrscheinlich auch hier drei mächtige Überschiebungen, allerdings mit deutlich steilerem Einfallswinkel, das strukturelle Bild dieses Akkretionsabschnitts. Gegen Ende der Linie (bei 33 km) forcieren sie wahrscheinlich durch Heraushebung und Formierung von Rücküberschiebungen die Bildung eines Sedimentbeckens. Die Existenz von Störungssystemen mit inverser Einfallsrichtung weist auf das Vorhandensein eines strukturellen Widerlagers hin, das die Grenze zu dem geologisch älteren, inaktiven Teil des Kontinentalhangs bildet (von Huene und Scholl, 1991). Diese dort vorhandenen stark entwässerten und verfestigten Sedimentschichten zeichnen sich seismisch durch hohe Geschwindigkeiten und durch ein besonders in größeren Tiefen kompliziertes, wenig deutliches Untergrundsbild aus. Die strukturbestimmende Einheit in diesem Bereich ist das aktive *Backstop*. Da die zweifelsfreie Identifizierung des *Backstops* aus der hinteren Struktur des Profils, infolge fehlender vollständig bearbeiteter Seismik, sich als äußerst schwierig erwies, konnte nur mit Hilfe der Bathymetrie (Fahrtbericht SO96, 1994) die vermutliche Lage zuverlässiger zugeordnet werden. Der Vergleich mit den anderen Profilen zeigt eine Verlagerung des *Backstops* in diesem Gebiet um ca. 5 bis 10 km seewärts.

Mögliche Gründe sind auch hier in der besonderen geographischen Lage der Linie EDGE 302 zu finden. Die Kollision mit dem Yakutat-Block und Randeffekte durch die Subduktion des *seamount* beeinflussen mit großer Wahrscheinlichkeit das gesamte Akkretionsverhalten der Sedimente und bewirken das zu den anderen Profilen abweichende Untergrundsbild.

Eine zukünftige Bearbeitung des kontinentalwärtigen Teils des Profils sollte dann zur weiteren strukturellen Aufklärung beitragen.

- Profil 82 (Abb. 6.1.5)

Die Linie 82, die senkrecht zur Konvergenzrichtung registriert wurde, stellt ein Stadium der Akkretion bezüglich lateraler Variationen dar. Der Verlauf des Profils ist etwa 20 bis 30 km hinter der Deformationsfront und kreuzt somit die Linien EDGE 302, 71 und 63 relativ in der Mitte des Akkretionsgeschehens.

Da die allgemeinen Vorstellungen über den regionalen, lateralen Aufbau (senkrecht zur Konvergenzrichtung) des Kodiak-Akkretionskeils zu ungenau waren, mußte die Interpretation dieser Linie als letztes erfolgen, um eine relativ sichere stratigraphische Zuordnung der Reflektoren zu gewährleisten. Obwohl Profile, die im Streichen von geneigten geologischen Strukturen registriert werden, häufig durch Reflexionen von der Seite ("3 D-Effekt") gestört werden und an Zuverlässigkeit verlieren, konnte trotzdem hauptsächlich wegen der guten, allgemeinen seismischen Datenqualität eine relativ sichere Einbindung der Sektionen erfolgen. Reflektortiefen und Mächtigkeitsverhältnisse der verschiedenen Linien korrelierten mit diesem Profil, und eine plausible, laterale Fortsetzung der Strukturen konnte aufgrund der großen Kontinuität der Reflektoren erstellt werden.

Das laterale Bild zeigt von Nordost nach Südwest einen ziemlich gleichmäßigen strukturellen Verlauf, der im wesentlichen nur durch zwei von Südwest nach Nordost einfallende, längere, aber schwache Störungen geprägt wird. Hauptsächlich zwei komplette Grabensequenzen werden im Querschnitt abgebildet und erstrecken sich über den größten Teil der Sektion. Im Gebiet der Linie EDGE 302 (NO) und der Linie 63 (SW) ist jedoch ein etwas komplizierterer tektonischer Aufbau festzustellen.

Insgesamt gesehen lassen sich in diesem Bereich des Akkretionskeils keine weiteren auffälligen laterale Variationen feststellen, was wiederum auf einen stabileren tektonischen Verlauf in der Entwicklung des hinteren Akkretionskeils schließen läßt.

Fazit

Mit Hilfe der Interpretation aller seismischen Linien konnte ein strukturell und geologisch plausibles Modell des Kodiak-Akkretionskeils erarbeitet werden. Die Sektionen weisen, trotz einiger Besonderheiten (*seamount* auf Linie 71 und die komplexere Struktur bei EDGE 302), eine relativ gute laterale Korrelation auf. Grundsätzliche Strukturen lassen sich über alle Linien hinweg erkennen und erhöhen die Plausibilität jeder einzelnen Interpretation. Der mittlere und hintere Abschnitt des Keils bleibt senkrecht zur Konvergenzrichtung, von Nordost nach Südwest, durch die langen Überschiebungsbahnen und

das *Backstop* prinzipiell ähnlich strukturiert. Lediglich geringe Variationen bedingen eine Zunahme der Mächtigkeit des Sedimentbeckens in dieser Richtung.

Sehr auffällige Unterschiede zeigen sich nur im vorderen Akkretionskeil. Vom offensichtlichen Einfluß des *seamounts* auf Profil 71 abgesehen, weicht in der südwestlichen Region nur Linie 64 durch das Fehlen einer ausgeprägten frontalen Akkretion vom Gesamtbild ab. Ausbleibende frontale Akkretion ist häufig eine Folgeerscheinung der Subduktion besonderer geologischer Einheiten, wie z. B. *seamounts* oder Terrane. Im weiter nordöstlich befindlichen Grabengebiet untersucht Fröhn (1995), ob die Ursachen abnehmender bruchhafter Verformung im Anfangsbereich des Akkretionskeils auf die Subduktion eines Terrans (Yakutat-Block) zurückzuführen sind. Hinweise auf derartige Phänomene findet man bei Profil 64 nicht, so daß die vermutlichen Gründe in leicht veränderten Anfangs- oder Umgebungsverhältnissen gesucht werden müssen. Die Ergebnisse von Sandkastenmodellierungen zeigen, daß gewisse Zyklen, in Abhängigkeit von den herrschenden Bedingungen, den Akkretionsablauf und somit den Aufbau des Akkretionskeils besonders im vorderen Teil beeinflussen. Allein die Geometrie, wie etwa Hangneigung und Abtauchwinkel der ozeanischen Platte (*wedge taper*), steuert z. B. eine alternierende Abfolge von Phasen längerer Überschiebungen (*accretion by underplating*) und kleinerer, schuppenartiger Bruchstücke (*frontal accretion*) (vgl. Gutscher et al., 1994).

Für Linie 64 könnte eine mögliche Erklärung sein, daß der Übergang zu einem anderen Akkretionszyklus stattfindet. Desweiteren besteht die Möglichkeit, daß der Akkretionskomplex in diesem Bereich in eine differierende Entwicklungsphase wechselt oder sich bereits befindet. Der laterale Nordost-Südwest Trend abnehmender frontaler Akkretion ist somit ersichtlich.

Das nordöstlichste Profil EDGE 302 unterscheidet sich in allen Abschnitten am stärksten zu den anderen Profilen. Sowohl im vorderen Bereich, der wesentlich komplexer aufgebaut ist, als auch im kontinentalwärtigen Abschnitt, mit vermutlich steileren Überschiebungen, zeigen sich Unterschiede, die nur auf äußere Einflüsse zurückgeführt werden können. Hierzu gehören vermutlich nachwirkende Effekte durch die Kollision mit dem Yakutat-Block und im vorderen Teil der Einfluß der südwestlichen Subduktion des *seamount*.

Zusammenfassend dargestellt kann für den hinteren Abschnitt des Akkretionskeils, im Gegensatz zum vorderen Teil, ein wesentlich stabileres Verhalten gegenüber der konvergenzbedingten Deformation vermutet werden. Denkbare Gründe hierfür sind hauptsächlich die geänderten physikalischen Eigenschaften stark verfestigter Sedimente, bedingt durch die tektonische Entwässerung und Kompaktion durch erhöhte Auflast beim Aufbau des Akkretionskeils.

Obwohl die Sedimente der längeren Überschiebungspakete sicherlich auch aus kleineren Bruchstücken, wie sie bei der initialen Deformation entstehen, zusammengesetzt sein müßten, lassen sich diese Strukturen seismisch kaum erkennen. Zusätzliche Hinweise liefern nur die allgemeine Komplexität vieler Strukturen und Ansätze von Brüchen, wie sie zum Beispiel bei Profil 63 bei 33 km zu erkennen sind.

6.2 Palinspastische Rekonstruktion und Modellierung

Die palinspastische Rekonstruktion oder auch Bilanzierung geologischer oder tektonischer Profile ist ein Hilfsmittel zur Überprüfung der geologischen Plausibilität von erstellten Modellen des Untergrunds. Lassen sich interpretierte seismische Sektionen in einen früheren, nicht deformierten Ursprungszustand transformieren, kann das Modell des Untergrunds als gute Näherung an die tatsächlichen Verhältnisse angesehen werden (Dahlstrom, 1969). Eine wichtige Voraussetzung für die korrekte Anwendbarkeit ist die Annahme, daß Deformation und somit auch Retrodeformation fest vorgegebenen mathematisch-geometrischen Prinzipien gehorchen (Jones, 1988). Dies bedeutet im wesentlichen: Für ein Profil, das durch Translation, Rotation und Scherung deformiert worden ist, existiert eine Rücktransformation, die den Zustand vor der Deformation rekonstruiert. Die Rücktransformation hat im 2-dimensionalen Fall flächen- und längentreu bezüglich einzelner Schichten zu erfolgen. Kann eine Interpretation nicht in den Ausgangszustand transformiert werden, ist das Modell des Untergrunds geologisch, strukturell oder auch stratigraphisch unglaubwürdig. Eine Reinterpretation, unter Anpassung der Schwachstellen unter Berücksichtigung der Hauptstrukturen, sollte das Modell korrigieren und somit rekonstruierbar und überzeugend machen. In vielen Fällen bleibt aber ein auf 2-dimensionalen Daten basierendes geologisches Modell, aufgrund komplexer, die Seismik überlagernder Reflektionen und Diffraktionen von der Seite, schwer oder nur wenig zuverlässig bilanzierbar.

Die Ergebnisse der Bilanzierung der Profile EDGE 302, 71, 63 und 64 (Abb. 6.2.1 - 6.2.4) sollten Aufschluß über die Plausibilität und Integrität der tektonischen Modelle, das Konvergenzverhalten und die Verkürzung des deformierten Akkretionskeils geben.

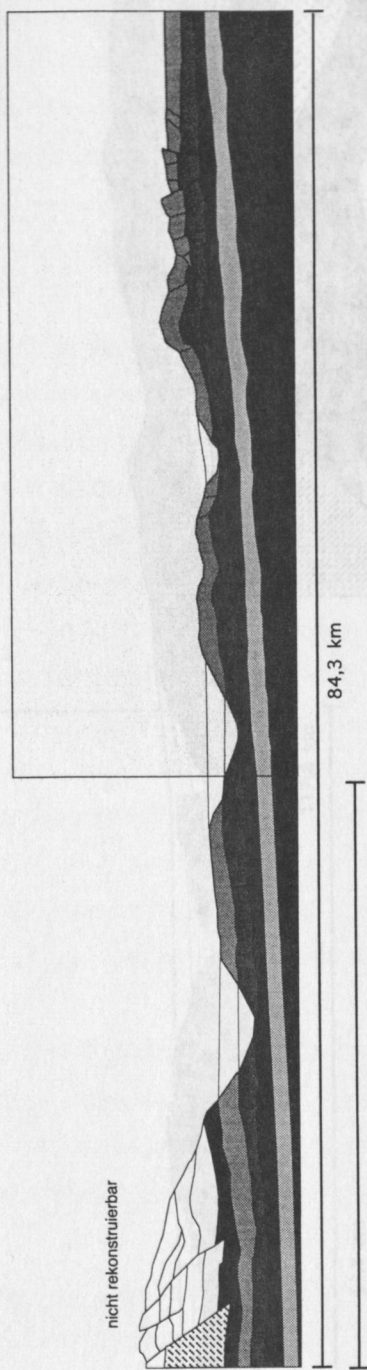
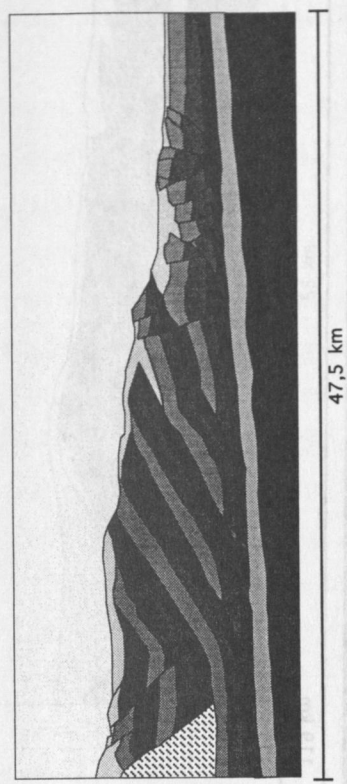


Abbildung 6.2.1: Profil EDGE 302 - strukturgeologische Interpretation und tektonische Rekonstruktion

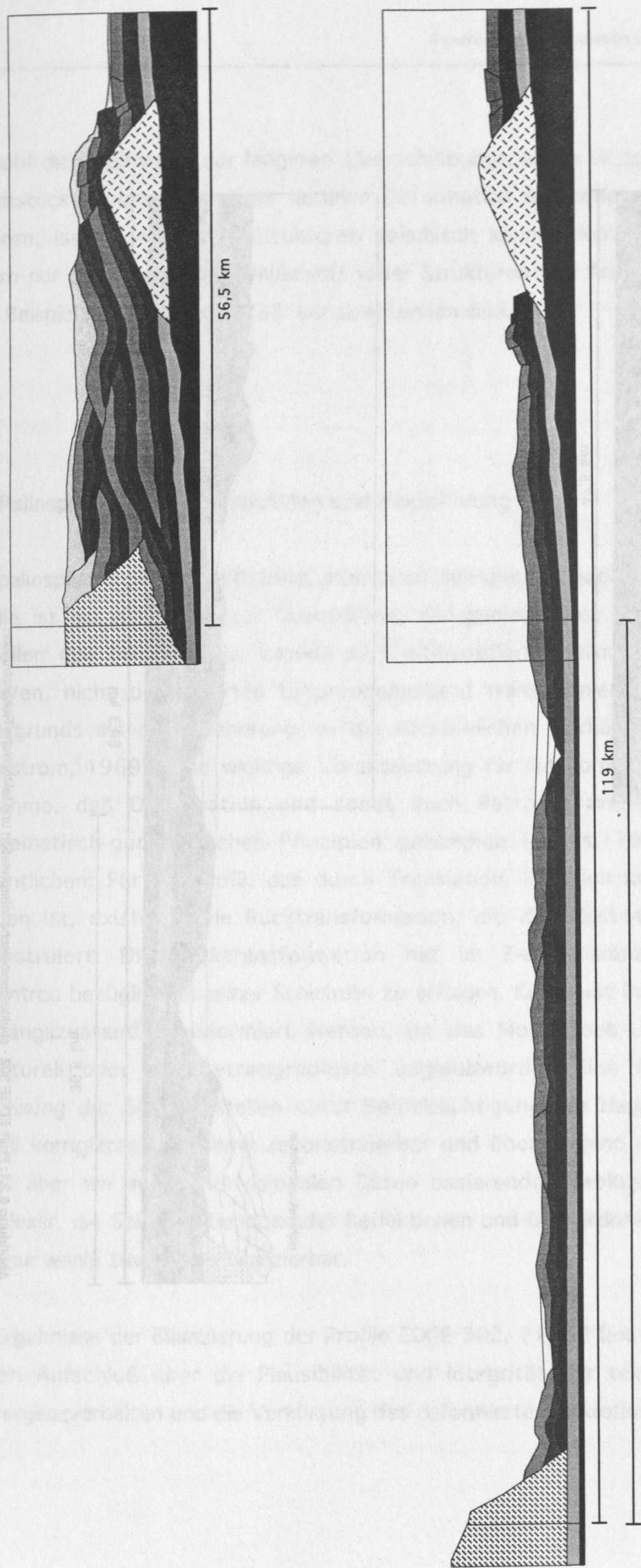


Abbildung 6.2.2: Profil 71 - strukturelle Interpretation und tektonische Rekonstruktion

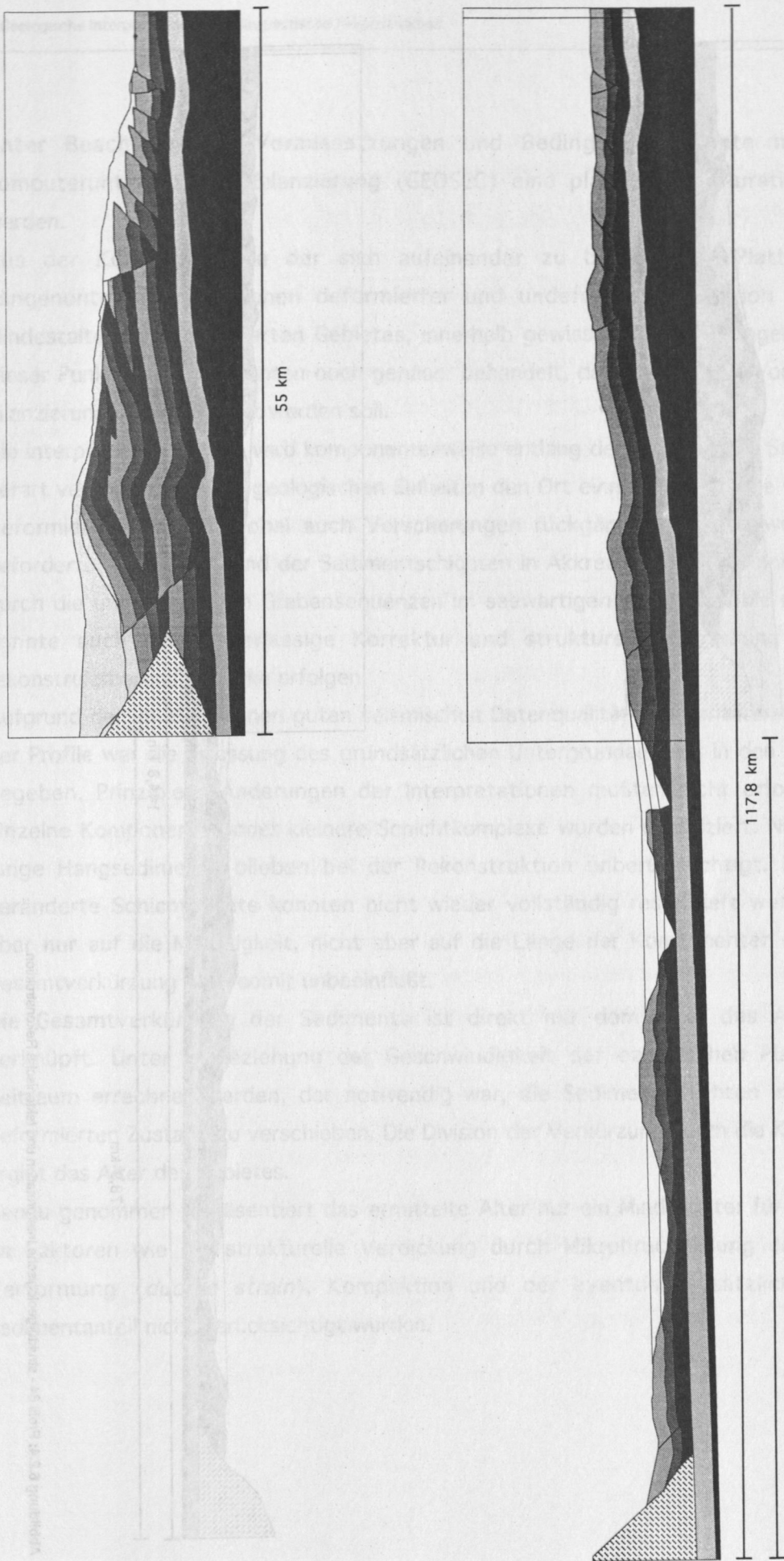


Abbildung 6.2.3: Profil 63 - strukturgeologische Interpretation und tektonische Rekonstruktion

Unter Beachtung der Voraussetzungen und Bedingungen konnte mit Hilfe der computerunterstützten Bilanzierung (GEOSEC) eine plausible Restauration erarbeitet werden.

Aus der Konvergenzrate der sich aufeinander zu bewegenden Platten und dem Längenunterschied zwischen deformierter und undeformierter Sektion läßt sich ein Mindestalter des deformierten Gebietes, innerhalb gewisser Einschränkungen, bestimmen. Dieser Punkt wird weiter unten noch genauer behandelt, da zunächst das Vorgehen bei der Bilanzierung selbst erörtert werden soll.

Die interpretierte Sektion wird komponentenweise entlang der vorhandenen Störungsbahnen derart verändert, daß die geologischen Einheiten den Ort einnehmen, den sie vor Beginn der Deformierung hatten, wobei auch Verscherungen rückgängig gemacht werden. Da der geforderte Anfangszustand der Sedimentschichten in Akkretionskeilen bekannt ist - er wird durch die undeformierten Grabensequenzen im seewärtigen Teil der Profile repräsentiert - konnte auch eine zuverlässige Korrektur und strukturelle Anpassung weniger gut rekonstruierbarer Teilstücke erfolgen.

Aufgrund der im allgemeinen guten seismischen Datenqualität und der lateralen Korrelation der Profile war die Erfassung des grundsätzlichen Untergrundaufbaus in den meisten Fällen gegeben. Prinzipielle Änderungen der Interpretationen mußten nicht erfolgen, lediglich einzelne Komponenten oder kleinere Schichtkomplexe wurden modifiziert. Nicht verformte junge Hangsedimente blieben bei der Rekonstruktion unberücksichtigt. Durch Erosion veränderte Schichtpakete konnten nicht wieder vollständig restauriert werden, was sich aber nur auf die Mächtigkeit, nicht aber auf die Länge der Komponenten auswirkte. Die Gesamtverkürzung blieb somit unbeeinflusst.

Die Gesamtverkürzung der Sedimente ist direkt mit dem Alter des Akkretionskeils verknüpft. Unter Einbeziehung der Geschwindigkeit der ozeanischen Platte kann der Zeitraum errechnet werden, der notwendig war, die Sedimentschichten in den jetzigen deformierten Zustand zu verschieben. Die Division der Verkürzung durch die Konvergenzrate ergibt das Alter des Gebietes.

Genau genommen repräsentiert das ermittelte Alter nur ein Mindestalter für die Akkretion, da Faktoren wie die strukturelle Verdickung durch Mikrobruchbildung oder plastische Verformung (*ductile strain*), Kompaktion und der eventuell zusätzlich subduzierte Sedimentanteil nicht berücksichtigt wurden.

Nach Morgan et al. (1994) werden die Sedimente vor der eigentlichen, sichtbaren Deformation in der sogenannten *Protothrust Zone* hauptsächlich nur durch den Prozeß der strukturellen Verdickung verändert, der in erster Näherung als linear angesehen werden kann.

Alle tektonisch beanspruchten Sedimente des Akkretionskeils beinhalten folglich auch diesen diffusen Verdickungsanteil, der sicherlich im hinteren Profilabschnitt durch Auflast und Kompaktion teils zwar ausgeglichen wird, trotzdem aber nicht vernachlässigt werden sollte. Bruchstrukturen im mikroskopischen Bereich oder plastische Verformungen konnten aufgrund der begrenzten Auflösung seismisch nicht erfaßt werden. Da alternative Untersuchungen im Hinblick darauf z. B. mit Hilfe von Bohrungen nicht vorlagen, sind Bestimmungen bezüglich der Kürzung, allein durch die palinspastische Rekonstruktion, mit dieser normalerweise schwer quantifizierbaren Unsicherheit behaftet. Für die relevanten Fragen war es aber möglich, einen maximalen duktilen Anteil über die Ungenauigkeiten der seismischen Intervallgeschwindigkeiten, also dem Tiefenfehler der Reflektoren, abzuschätzen. Ungenauigkeiten im Kürzungsbetrag konnten weiter minimiert und das Alter des Akkretionskeils mit mehr Verlässlichkeit bestimmt werden. Eine genaue Erläuterung dieser Abschätzung erfolgt weiter unten.

Auch die Kompaktion der Sedimente liefert einen zusätzlichen Beitrag zur Verkürzung, der nicht vernachlässigt werden kann. Über die Gesamtmenge an bei der Deformation freiwerdenden Fluiden, die genau das durch Kompaktion verlorene Volumen repräsentieren, kann der noch fehlende Verkürzungsbetrag ermittelt werden und dadurch das Gesamtalter weiter nach oben korrigiert werden. Dieser Faktor wird in Kapitel 7 bestimmt.

Subduzierte Sedimente, die innerhalb der Gesamtmassenbilanz nicht erfaßt werden oder ein Ungleichgewicht bewirken, lassen sich nur abschätzen. Die Untergrundmodelle sollten demnach geologisch vernünftig und so weit wie möglich in sich abgeschlossen sein, um auch solche Beiträge optimal erfassen zu können.

Die Verkürzungsbeträge, nur aus der palinspastischen Rekonstruktion, und das berechnete Minimalalter sind in nachfolgender Tabelle (6.2.1) dargestellt. Die Konvergenzrate, mit der sich die pazifische Platte unter die nordamerikanische Platte schiebt, beträgt nach den aktuellen Untersuchungen 57 km pro Millionen Jahre (DeMets, 1990).

Profil	deformierte Länge (km)	undeformierte Länge (km)	Verkürzung (km)	Verkürzung in % der Gesamtlänge	Minimalalter (Mill. Jahre)
EDGE 302	47,5	84,3	36,8	43,6	0,65
71	56,5	119	62,5	52,5	1,10
63	55,0	117,8	62,8	53,3	1,10
64	65,9	144,8	78,9	54,5	1,38

Tabelle 6.2.1

Anmerkungen:

Um die Verkürzungsbeträge und damit das Alter untereinander vergleichen zu können, mußten die Profile bezüglich äquivalenter tektonischer Stadien angeglichen werden. Konkret bedeutet das:

- Das Profil EDGE 302 konnte, aufgrund nicht vorliegender, gut aufgelöster, tiefenmigrierter seismischer Daten, am kontinentalwärtigen, hinteren Abschnitt nicht weiter zuverlässig interpretiert werden. Obwohl sicherlich der relevante, aktive Bereich bis zum *Backstop* abgedeckt worden ist, ist der Kürzungsbetrag unter anderem wegen der geringeren Profillänge kleiner.
- Die Bestimmung der Verkürzung von Profil 71 erfolgte natürlich ohne die Länge des *seamounts*. Bei der Rekonstruktion kann nur die tektonische Beanspruchung auf den Untergrund rückgängig gemacht werden. Die "*basement-artig*", harten Gesteine des *seamount* halten der vorherrschenden Deformation stand und zeigen daher auch keinen Einfluß auf den Verkürzungsbetrag.
- Der Verkürzungsbetrag aus der Rekonstruktion von Linie 63 konnte ohne Einschränkung zur Berechnung des Mindestalters benutzt werden. Die Ergebnisse dieser Sektion dienen als Bezug bei der Korrelation aller Linien.
- Profil 64 ist im aktiven Bereich etwa 20 % länger als Profil 63 und erweist sich somit als die längste Hauptlinie. Zum Vergleich sollten folglich alle erhaltenen Werte um 20 % verringert werden. Das ursprüngliche Alter von 1,38 Millionen Jahren verkleinert sich dann für einen vergleichbaren tektonischen Abschnitt auf 1,1 Millionen Jahre.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß die Profile in sich plausibel interpretiert wurden und auch untereinander korrelierbar in das tektonische Geschehen des nordöstlichen Aleutengrabens eingegliedert werden können. Alle Modelle ließen sich glaubwürdig bilanzieren und lieferten eine Mindestgesamtverkürzung, die etwa 55 % der ursprünglichen, undeformierten Länge der Sedimentsequenzen entspricht. Unter Berücksichtigung der oben angesprochenen Kriterien konnte für vergleichbare Abschnitte des Kodiak-Akkretionskeils Verkürzungsbeträge von 37 km für das kürzeste Profil EDGE 302 bis 79 km für das längste Profil 64 ermittelt werden.

Man erhält an dieser Stelle einen Minimalwert, da bei der palinspastischen Rekonstruktion weder die duktile Verdickung, noch die Kompaktion der Sedimente berücksichtigt worden ist. Die Verkürzung wird sich, nach Abschätzung dieser beiden nicht vernachlässigbaren Faktoren, noch erhöhen und infolgedessen die Unsicherheiten, mit denen die Werte zur Zeit noch behaftet sind weiter minimieren. Durch Vergleich der erhaltenen Verkürzungsbeträge mit der Konvergenzrate der pazifischen Platte kann auf ein Minimalalter für die Deformation bis zum *Backstop* geschlossen werden. Eine Abschätzung für vergleichbare tektonische Abschnitte liefert ein Mindestalter von etwa 1 Millionen Jahre.

Abschätzung eines maximalen "duktilen" Verkürzungsanteils

Innerhalb der seismischen Sektionen kann eine strukturelle Verdickung der einzelnen Schichten, die auf *ductile strain* zurückzuführen ist, explizit nicht festgestellt werden. Die hauptsächlichen Gründe liegen im begrenzten seismischen Auflösungsvermögen und in dem Tiefenfehler, mit dem die Daten nach der Migration behaftet sind. Dieser Tiefenfehler ergibt sich direkt aus der Ungenauigkeit der Intervallgeschwindigkeiten (Kapitel 5.6) und führt zu einer analogen Ungenauigkeit in der Interpretation und palinspastischen Rekonstruktion. Die Horizonte direkt unterhalb des Meeresbodens lassen sich mit einer Genauigkeit von ca. ± 100 m erfassen. Die Décollement-Reflektion hingegen ist nur auf etwa ± 250 m genau. Es ergibt sich also ein Unsicherheitsfaktor für die Mächtigkeit der deformierbaren Beckensequenz von ± 350 m. Innerhalb dieser 350 m muß nun auch der Betrag für die strukturelle Verdickung liegen, das heißt: Die Schichtmächtigkeit kurz vor der sichtbaren Hauptdeformationsfront könnte durch *ductile strain* bis zu 350 m dicker sein. Dies bedeutet wiederum, daß die rekonstruierte Sektion um das Volumen [Gesamtlänge in km * 0.35 km * 1 km Grabenlänge] erweitert werden muß. Der zusätzliche Kürzungsbetrag ergibt sich durch die Division dieses Volumens mit der ursprünglichen Mächtigkeit der Sedimentschichten.

Profil	initiale Mächtigkeit im Graben (km)	palinspastisch rekonstr. Gesamtlänge (km)	Verkürzung durch duktile Verdickung (km)	neue Gesamt- Verkürzung (km)	neues Alter in Mill. Jahre
EDGE 302	1,26	84,3	23,1	59,9	1,05
71	1,25	119	33,3	95,8	1,68
63	1,22	117,8	33,8	96,6	1,69
64	1,37	144,8	37	115,9	2,03

Tabelle 6.2.2

An dieser Stelle sei nochmals erwähnt, daß wegen der Unbestimmtheit der tektonischen Verdickung die hier aus dem Tiefenfehler ermittelten Kürzungen und das Alter lediglich maximal zulässige Werte der Abschätzung repräsentieren. Zu bemerken ist an dieser Stelle, daß die Genauigkeit der Tiefenlagen auf dem Profil EDGE 302, wegen der guten Übereinstimmung mit refraktionsseismischen Messungen (Fahrtbericht SO96, Flüh und von Huene, 1994), wahrscheinlich wesentlich zuverlässiger ist, als durch die Migration theoretisch vorgegeben wird. Die Abschätzung des duktilen Verkürzungsanteils mit oben genannten Werten kann aber auch für das Profil EDGE 302 als hinreichend genau angenommen werden.

Die maximal zusätzliche Kürzung durch tektonische Verdickung entspricht ungefähr der Hälfte der Kürzung durch herkömmliche Deformation. Weitere, zukünftige Untersuchungen können nur zuverlässiger und exakter werden, wenn die Möglichkeit geschaffen wird, den duktilen Anteil genauer berücksichtigen zu können. Mit Hilfe von Bohrlochuntersuchungen und numerischen Modellierungen, wie Morgan und Karig (1994) sie durchführen, wäre man in der Lage, vernünftige und zuverlässige Abschätzungen zu erhalten.

6.3 Fehlerdiskussion

Die Interpretationen können maximal so exakt sein wie die Migrationsergebnisse. Von den Unsicherheiten, die die modellhaften Annahmen einer Interpretation beinhalten abgesehen, ist der Fehler in jedem struktureologischen Element äquivalent mit dem Tiefenfehler der Migration.

Digitalisierungsfehler und Fehler bei der Bestimmung von Längen und Mächtigkeiten mit dem Computerprogramm GEOSEC waren hiergegen vernachlässigbar gering.

Der Gesamtfehler für die Kürzung und das Alter bestimmt sich demnach nur aus der Ungenauigkeit bei der Migration und entspricht folglich auch dem duktilen Anteil, der etwa ein Drittel der Verkürzung ausmacht. Der Fehler für das Akkretionsalter beträgt bis zu diesen Berechnungen etwa akzeptable 30 % oder gut eine halbe Millionen Jahre.

7 Die Bestimmung von Fluidverlusten anhand seismischer Geschwindigkeiten

7.1 Geschwindigkeits-Porositätsbeziehung

Das Verhalten von Sedimenten auf tektonische Beanspruchung wird hauptsächlich durch die vorherrschenden physikalischen Materialeigenschaften geprägt. Diese Materialeigenschaften wiederum stehen in direkter Abhängigkeit zu den elastischen Kenngrößen, der Dichte der Gesteinsmatrix und der Porosität, also dem Gehalt an Fluiden in den Sedimenten.

Einseitiger starker Druck auf fluidgesättigte Sedimente, wie es an konvergenten Plattenrändern der Fall ist, muß durch verschiedene ausgleichende Reaktionen der beteiligten Materialien kompensiert werden. Hierzu zählen plastische Verformungen, Verscherungen, das Brechen zusammenhängender Sedimentkomplexe, die Bildung von Über- bzw. Unterschiebungsstrukturen und die starke Verfestigung (Kompaktion) der Sedimente. Eine zunehmende Kompaktion von Sedimentschichten ist unmittelbar an eine Erniedrigung der Porosität gekoppelt, was zunächst ein enormes Anwachsen des Porenflüssigkeitsdrucks bewirkt und nachfolgend durch Auspressen der Fluide eine Druckentlastung zur Folge hat, die dem Bestreben des Gesamtsystems, einen Gleichgewichtszustand anzunehmen, entgegenkommt. Der strukturelle Aufbau von Akkretionskeilen wird also entscheidend durch den Gehalt von Fluiden in den herangeführten Sedimenten mitbestimmt. Obwohl in größeren Tiefen von Akkretionskeilen Fluidverlust sicherlich nicht nur auf eine Porositätserniedrigung zurückzuführen ist, sondern auch auf Dehydrationsreaktionen und metamorphe Gesteinsumbildungen, so wird der Gesamtverlust jedoch vorwiegend durch die starke tektonische Belastung im Anfangsbereich der Deformation bestimmt (Bray und Karig, 1985).

Der tektonische Transport und das Freisetzen der Fluide am Ozeanboden beeinflussen ferner maßgeblich das geochemische und thermische Gleichgewicht in den Akkretionskeilen selbst, versorgen Tiefseeorganismen mit Nährstoffen und prägen den Chemismus der Weltmeere (Moore und Vrolijk, 1992).

Eine genaue Bestimmung der Porosität und somit die Erfassung des Fluidverlustes während der tektonischen Deformation von Sedimenten ist folglich ein wichtiger Beitrag zur Klärung des strukturellen Aufbaus von Akkretions- und Subduktionsgebieten und zum Verständnis

der Wechselbeziehungen zu den umgebenden Geosystemen, wie Ozean, Kontinent und Atmosphäre.

In den letzten Jahren ist immer mehr versucht worden, anhand seismischer Daten Porositätsniedrigungen während der Deformation und Akkretion von Sedimenten abzuschätzen. Basierend auf allgemeingültigen Beziehungen von Hamilton (1978), Gardner et al. (1974) und Nafe und Drake (1957) wird die Ausbreitungsgeschwindigkeit seismischer Wellen im Untergrund in Abhängigkeit vom Material, also der Lithologie, im wesentlichen durch die Porosität bestimmt. Änderungen in der Geschwindigkeit können somit als Variationen in der Konsolidation aufgefaßt werden und ermöglichen die Abschätzung der tektonisch bedingten Entwässerung in Akkretionsgebieten. In diesem Zusammenhang sind hier besonders Hyndman und Davis (1992), von Huene und Scholl (1991), Bangs et al. (1990) oder Bray und Karig (1985) zu nennen, die allerdings aufgrund unzureichender Datenqualität oder Bearbeitungstechniken Modelle mit großen Ungenauigkeiten hinnehmen mußten und eigentlich nur qualitative Aussagen treffen konnten. Hauptsächliche Gründe hierfür lagen in der Regel in den wenig zuverlässigen Geschwindigkeitstiefenmodellen und in der Verwendung von standardisierten, also nur im Mittel allgemeingültigen Porositätstiefenfunktionen. Um an dieser Stelle nur ein Beispiel zu nennen: Bangs et al. (1990) verwendeten zur Erstellung eines Geschwindigkeitsmodells, das zur Migration und Porositätsberechnung benutzt wurde, die Dix'sche Beziehung zur Umrechnung der RMS-Geschwindigkeit (\approx Stapelgeschwindigkeit) in die Intervallgeschwindigkeit, die genau genommen nur für horizontal geschichtete Medien gilt. Da aber in den deformierten Bereichen von Akkretionskeilen kaum horizontale Schichtung vorkommt, relativieren nicht abzuschätzende Fehler die erstellten quantitativen Aussagen.

In meiner Arbeit ist es gelungen, mit Hilfe modernster Datenbearbeitung und unter Einbeziehung regionaler Bohrlochinformationen solche Unsicherheiten zu minimieren und damit die Genauigkeit der Abschätzungen zu optimieren.

Wie in Kapitel 5.5 bereits erläutert, sind die aus der Tiefenmigration vor dem Stapeln mit Hilfe der Fokussierungsanalyse erhaltenen Geschwindigkeitsmodelle, basierend auf normalen reflexionsseismischen Daten, die zur Zeit beste Näherung an die wahren geologischen Geschwindigkeiten im Untergrund. Durch die hohe Auflösung und Genauigkeit des Geschwindigkeitsmodells erhält man optimale Voraussetzungen, die sogar die Berücksichtigung lateraler Variationen zulassen. Das gute Geschwindigkeitsmodell bildet also

eine wichtige Vorbedingung bei der Minimierung der Ungenauigkeiten, letztendlich zur quantitativen Abschätzung von Fluidverlusten.

Um aus Geschwindigkeiten Porositätswerte zu erhalten, ist eine Transformationsbeziehung notwendig, die aus der gegenseitigen Abhängigkeit und aus der Tiefenabhängigkeit beider erstellt wird. Solche Geschwindigkeits-Porositätsbeziehungen sind aber keinesfalls als konstant anzusehen, sie ändern sich mit der Lithologie, der Konsolidation und der Zementation. Die Geschwindigkeit für Longitudinalwellen im Untergrund ist eine Funktion, die durch die elastischen Kenngrößen (κ = Kompressionsmodul; μ = Schermodul) und die Dichte der Sedimente (ρ) bestimmt wird:

$$v_p = \sqrt{\frac{\kappa + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad (\text{G 7.1.1})$$

Da Kompressionsmodul und Schermodul mit zunehmender Dichte sehr schnell anwachsen, wird auch die Geschwindigkeit hier entsprechend größer und nicht kleiner, wie der Quotient zunächst vermuten lassen kann.

Die Gesamtdichte ist eine Funktion der Porosität (ϕ) und der Einzeldichten der Gesteinsmatrix (ρ_m) und der Porenflüssigkeit (ρ_f):

$$\rho = \phi\rho_f + (1 - \phi)\rho_m \quad (\text{G 7.1.2})$$

Da die Dichte der Gesteinsmatrix wesentlich größer ist als die der Porenflüssigkeit, wird bei ansteigender Porosität die Gesamtdichte der Sedimente kleiner. Mit abnehmender Dichte werden auch die elastischen Module kleiner, und nach (G 7.1.1) nimmt somit die Geschwindigkeit ab. Dies bedeutet nun, daß Änderungen in der Porosität umgekehrt proportional sind zu Änderungen in der Geschwindigkeit.

Aufgrund der starken Abhängigkeit der Geschwindigkeits-Porositätsbeziehung von den elastischen Modulen, die wiederum durch die physikalischen Materialeigenschaften der Sedimente in Abhängigkeit von Druck und Temperatur bestimmt werden, ist ein allgemeingültiger und konstanter Zusammenhang nicht gegeben.

Lithologie und Umgebungsbedingungen, die durch Tiefe und tektonische Deformation bestimmt werden, kennzeichnen eine ganz charakteristische Relation zwischen Geschwindigkeit und Porosität, die in der Regel mathematisch nicht ermittelbar ist und exakt nur durch Bohrlochmessungen erhalten werden kann.

Für meine Arbeit konnte aus mehreren Bohrungen, die im und in der näheren Umgebung des Untersuchungsgebiets niedergebracht wurden (Kapitel 4, Abb. 4.1), eine regionstypische Geschwindigkeits-Porositätsbeziehung zur Umwandlung des Geschwindigkeitsmodells in ein Porositätsmodell ermittelt werden. Aus Geschwindigkeitstiefenmessungen und Porositätstiefenmessungen der DSDP Bohrungen 178, 180 und 181 sowie der KSSD Bohrungen 1, 2, 3, die die einzigen verwertbaren Bohrungen in der Umgebung des Untersuchungsgebiets sind, konnte ein charakteristischer Zusammenhang festgestellt werden (Abb. 7.1.1). Auffällig ist zunächst die große Streuung der Werte, die zu einem Teil auf die Lithologie zurückzuführen ist, da für den Sandstein in den hier alternierend vorkommenden Sand- und Tonschichten allein aufgrund der Korngröße höhere Porositätswerte anzunehmen sind. Zum anderen Teil ist die Streuung auf Ungenauigkeit bei der Bestimmung der Werte aus den Geschwindigkeitslogs und den Porositätslogs zurückzuführen, da zur Auswertung nur teilweise Tabellen mit diskreten Werten zur Verfügung standen und ansonsten auf die Kurven zurückgegriffen werden mußte.

Über eine automatische, optimierte Kurvenanpassung konnte jedoch eine logarithmische Funktion für die Porosität in Abhängigkeit von der Geschwindigkeit ermittelt werden, die als beste Näherung den charakteristischen Verlauf repräsentiert und für die Geschwindigkeits-Porositäts-Transformationen eingesetzt wurde. Es ergibt sich:

$$\Phi(v) = -12 \cdot \ln(v - 1500) + 104 \quad (\text{G 7.1.3})$$

mit

Φ = Porosität (%)

v = Geschwindigkeit (m/s)

Die Bestimmung und Bewertung der Ungenauigkeiten aufgrund der Streuung der Werte folgt in der Fehlerdiskussion am Ende dieses Kapitels (7.5).

Der Verlauf dieser Kurve mit einem sehr schnellen Abfallen der Porosität von über 50 % (Porositätsprozent) für sehr lockere Hangsedimente bei einer Geschwindigkeit von knapp 1600 m/s auf etwa die Hälfte bis ca. 2000 m/s ist kennzeichnend für eine schnelle Entwässerung fluidgesättigter Sedimente ohne großen Geschwindigkeitsanstieg. Im zweiten Teil der Kurve verringert sich die Porosität auch um etwa 20 % auf den Minimalwert von etwa 10 %, die Geschwindigkeit hingegen nimmt in diesem Bereich aber sehr viel stärker zu, sie steigt um nahezu 2000 m/s auf 4000 m/s. Der deutlich erkennbare nichtlineare Zusammenhang ist darauf zurückzuführen, daß von einem bestimmten Kompaktionszustand an die auflastbedingte oder tektonische Belastung enorm ansteigen muß, um eine weitere Entwässerung der Sedimente zu bewirken. An dieser Stelle sei angemerkt, daß für Sedimente

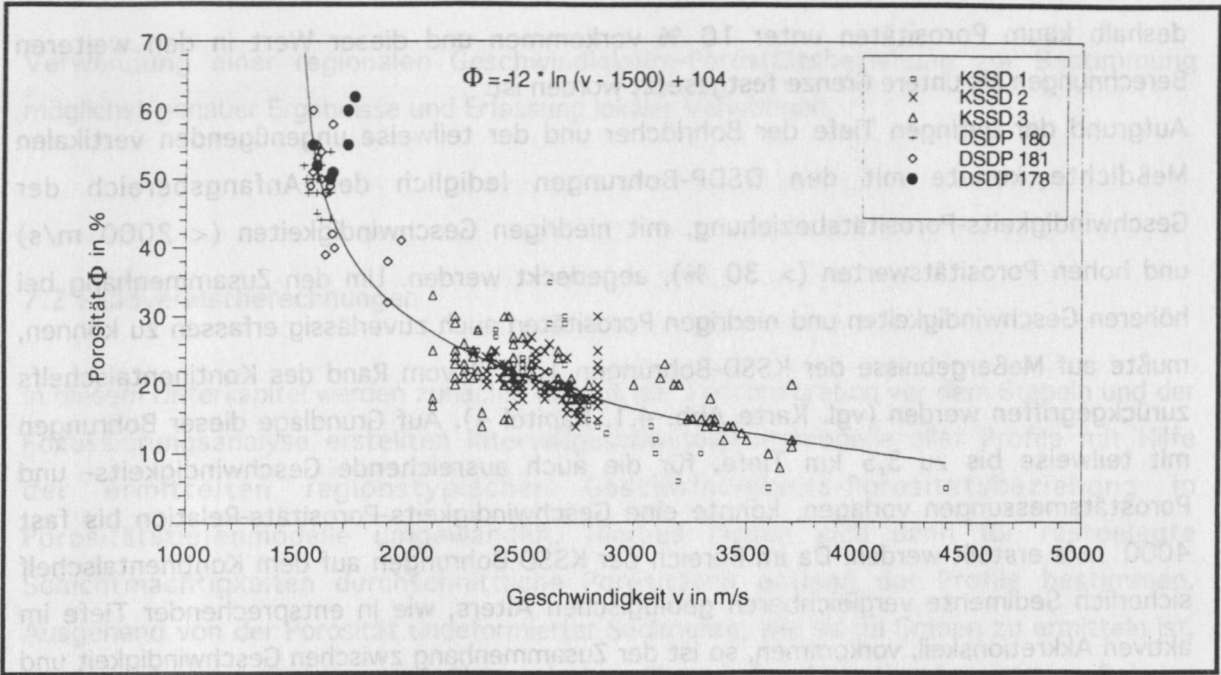


Abbildung 7.1.1: Geschwindigkeits-Porositäts-Beziehung

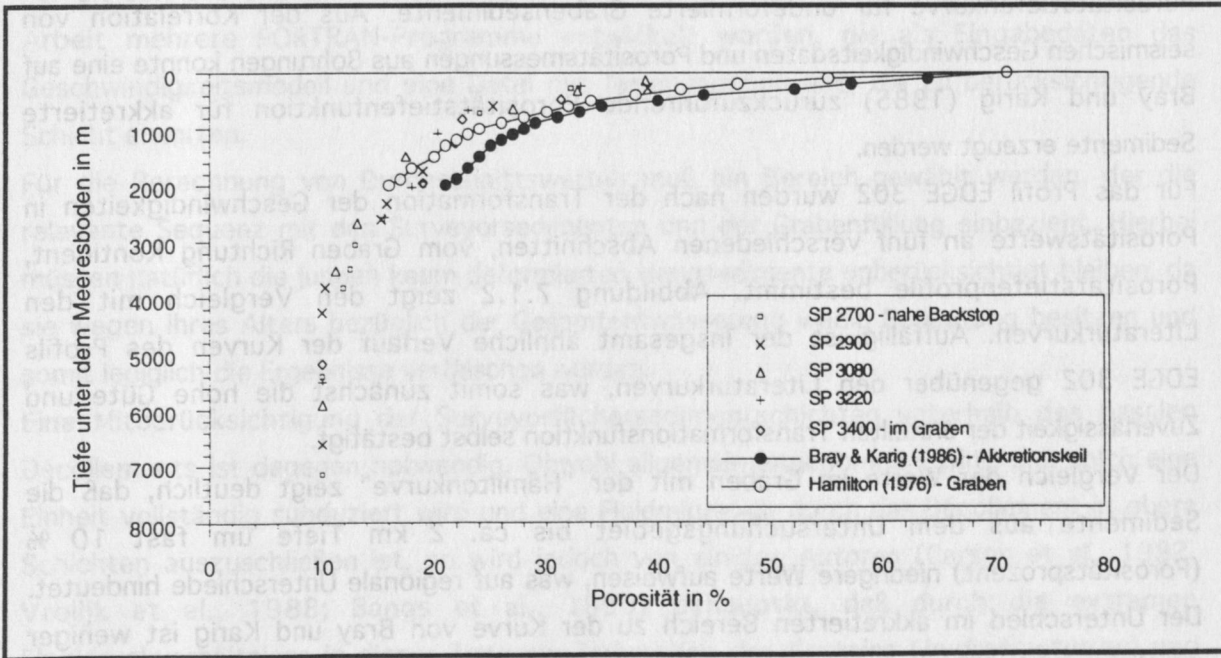


Abbildung 7.1.2: Vergleich der Porositäts-Tiefen-Abhängigkeit entlang des Profils EDGE 302 mit Literaturwerten

deshalb kaum Porositäten unter 10 % vorkommen und dieser Wert in den weiteren Berechnungen als untere Grenze festgesetzt worden ist.

Aufgrund der geringen Tiefe der Bohrlöcher und der teilweise ungenügenden vertikalen Meßdichte konnte mit den DSDP-Bohrungen lediglich der Anfangsbereich der Geschwindigkeits-Porositätsbeziehung, mit niedrigen Geschwindigkeiten (< 2000 m/s) und hohen Porositätswerten (> 30 %), abgedeckt werden. Um den Zusammenhang bei höheren Geschwindigkeiten und niedrigen Porositäten auch zuverlässig erfassen zu können, mußte auf Meßergebnisse der KSSD-Bohrungen 1, 2, 3 vom Rand des Kontinentalschelfs zurückgegriffen werden (vgl. Karte Abb. 4.1, Kapitel 4). Auf Grundlage dieser Bohrungen mit teilweise bis zu 3,5 km Tiefe, für die auch ausreichende Geschwindigkeits- und Porositätsmessungen vorlagen, konnte eine Geschwindigkeits-Porositäts-Relation bis fast 4000 m/s erstellt werden. Da im Bereich der KSSD-Bohrungen auf dem Kontinentalschelf sicherlich Sedimente vergleichbaren geologischen Alters, wie in entsprechender Tiefe im aktiven Akkretionskeil, vorkommen, so ist der Zusammenhang zwischen Geschwindigkeit und Porosität als charakteristisch und für dieses Gebiet als aktuell bestmögliche Repräsentation einer regionstypischen Relation anzusehen.

Eine Überprüfung der Güte und Zuverlässigkeit der ermittelten Geschwindigkeits-Porositätsbeziehung kann durch einen Vergleich mit Standardkurven aus der Literatur geschehen. Hamilton (1976) erstellte anhand von Bohrlochmessungen eine allgemeine Porositätstiefenkurve für undeformierte Grabensedimente. Aus der Korrelation von seismischen Geschwindigkeitsdaten und Porositätsmessungen aus Bohrungen konnte eine auf Bray und Karig (1985) zurückzuführende Porositätstiefenfunktion für akkretierte Sedimente erzeugt werden.

Für das Profil EDGE 302 wurden nach der Transformation der Geschwindigkeiten in Porositätswerte an fünf verschiedenen Abschnitten, vom Graben Richtung Kontinent, Porositätstiefenprofile bestimmt. Abbildung 7.1.2 zeigt den Vergleich mit den Literaturkurven. Auffällig ist der insgesamt ähnliche Verlauf der Kurven des Profils EDGE 302 gegenüber den Literaturkurven, was somit zunächst die hohe Güte und Zuverlässigkeit der erstellten Transformationsfunktion selbst bestätigt.

Der Vergleich der Werte im Graben mit der "Hamiltonkurve" zeigt deutlich, daß die Sedimente aus dem Untersuchungsgebiet bis ca. 2 km Tiefe um fast 10 % (Porositätsprozent) niedrigere Werte aufweisen, was auf regionale Unterschiede hindeutet. Der Unterschied im akkretierten Bereich zu der Kurve von Bray und Karig ist weniger deutlich und im Mittel nicht größer als 5 %. Zusammenfassend betrachtet zeigt dieser Vergleich einerseits, durch den analogen Kurvenverlauf, die Gültigkeit der ermittelten Transformationsfunktion und andererseits durch die Unterschiede die enorme Bedeutung der

Verwendung einer regionalen Geschwindigkeits-Porositätsbeziehung zur Bestimmung möglichst genauer Ergebnisse und Erfassung lokaler Variationen.

7.2 Fluidverlustberechnungen

In diesem Unterkapitel werden zunächst die aus der Tiefenmigration vor dem Stapeln und der Fokussierungsanalyse erstellten Intervallgeschwindigkeitsmodelle aller Profile mit Hilfe der ermittelten regionstypischen Geschwindigkeits-Porositätsbeziehung in Porositätstiefenmodelle umgewandelt. Hieraus lassen sich dann für festgelegte Schichtmächtigkeiten durchschnittliche Porositäten entlang der Profile bestimmen. Ausgehend von der Porosität undeformierter Sedimente, wie sie im Graben zu ermitteln ist, lassen sich dann die gesamten Fluidverluste während der Akkretion bestimmen. Bei den Entwässerungsberechnungen wird die Porositätsabnahme mit einem Verlust an Porenwässern gleichgesetzt. Vernachlässigt wird dabei die Reduktion der Porosität zum Beispiel durch Zementation oder Gesteinsbildungs- oder -umbildungsprozesse bei denen keine Fluide freigesetzt werden.

Für die schnelle und unkomplizierte praktische Umsetzung sind von mir im Rahmen dieser Arbeit mehrere FORTRAN-Programme entwickelt worden, die als Eingabedaten das Geschwindigkeitsmodell und eine Datei mit Tiefenangaben über die zu berücksichtigende Schicht erwarten.

Für die Berechnung von Durchschnittswerten muß ein Bereich gewählt werden, der die relevante Sequenz mit den Surveyorsedimenten und der Grabenfüllung einbezieht. Hierbei müssen natürlich die jungen kaum deformierten Hangsedimente unberücksichtigt bleiben, da sie wegen ihres Alters bezüglich der Gesamtentwässerung wenig Bedeutung besitzen und somit lediglich die Ergebnisse verfälschen würden.

Eine Mitberücksichtigung der Surveyorfächersedimentschichten unterhalb des basalen Décollements ist dagegen notwendig. Obwohl allgemein angenommen wird, daß solch eine Einheit vollständig subduziert wird und eine Fluidmigration durch das Décollement in obere Schichten auszuschließen ist, so wird jedoch von einigen Autoren (Carson et al., 1982, Vrolijk et al., 1988; Bangs et al., 1990) behauptet, daß durch die extremen Fluiddruckverhältnisse in dieser Zone ein Zerbrechen des Gesteins (*hydrofracturing*) und somit die Formierung möglicher Migrationswege in höhere Schichten durchaus wahrscheinlich ist. Trifft diese Hypothese zu, können diese Fluide mitberücksichtigt werden, falls unterhalb des Abscherhorizonts jedoch der Hauptfluidanteil mitsubduziert wird, bleibt

das Endergebnis schließlich unbeeinflusst. Stichprobenhafte Tests mit und ohne Berücksichtigung der untersten Schicht haben allerdings kaum unterschiedlichen Ergebnisse geliefert, so daß nur von einem Einfluß innerhalb der Genauigkeit ausgegangen werden kann und eine exakte Festlegung der unteren Schichtgrenze für die Fluidberechnungen von geringerer Bedeutung ist. Eine Ursache ist, daß Fluide aus der unteren, zu subduzierenden Schicht zunächst in aufliegende Sedimente "gepreßt" werden und so innerhalb dieser Sedimenteinheiten automatisch mitberücksichtigt werden.

Für die Berechnung eines durchschnittlichen Gesamtfluidverlustes während der Akkretion sind im wesentlichen nur zwei Voraussetzungen von Bedeutung. Zum einen muß die Anfangsporosität der Sedimente bekannt sein, und zum anderen ist die Dichte der Gesteinsmatrix und somit das Volumen als nahezu konstant anzunehmen.

Für die bekannte Porosität Φ am Ort x gilt:

$$\Phi(x) = \frac{V_G(x) - V_M}{V_G(x)} = \frac{V_F(x)}{V_G(x)} \quad (\text{G 7.2.1})$$

mit

$V_G(x)$ = Gesamtvolumen der Sedimente (bekannt)

$V_F(x)$ = aktuelles Volumen der Fluide im deformierten Sediment (bekannt)

V_M = Volumen der Gesteinsmatrix (konstant)

Bekannt ist die Anfangsporosität der undeformierten Sedimente $\Phi(0)$ und das Gesamtvolumen der Sedimente an der Stelle x $V_G(x)$. Gesucht wird das Volumen der freigesetzten Fluide an der Stelle x $\Delta V_F(x)$:

$$\Delta V_F(x) = V_{0F}(x) - V_F(x) \quad (\text{G 7.2.2})$$

$V_{0F}(x)$ = Fluidvolumen der undeformierten Sedimente an der Stelle x

Da $V_F(x)$ bekannt ist, muß nur noch $V_{0F}(x)$ bestimmt werden. Nach (G 7.2.1) gilt für die deformierten Sedimente:

$$V_M = V_G(x)(1 - \Phi(x)) \quad (\text{G 7.2.3})$$

und

$$V_F(x) = V_G(x) - V_M \quad (\text{G 7.2.4})$$

und für die undeformierten Sedimente:

$$V_{0G}(x) = \frac{V_M}{1 - \Phi(0)} \quad (\text{G 7.2.5})$$

und

$$V_{0F}(x) = V_{0G}(x) - V_M \quad (\text{G 7.2.6})$$

Wird jetzt (G 7.2.3) und (G 7.2.5) in (G 7.2.6) und (G 7.2.3) in (G 7.2.4) eingesetzt, so erhält man für das Fluidvolumen der undeformierten und deformierten Sedimente folgende Beziehungen:

$$V_{0F}(x) = \frac{V_G(x)(1 - \Phi(x))}{1 - \Phi(0)} - V_G(x)(1 - \Phi(x)) \quad (\text{G 7.2.7})$$

und

$$V_F(x) = V_G(x) - V_G(x)(1 - \Phi(x)) \quad (\text{G 7.2.8})$$

Nach Einsetzen von (G 7.2.7) und (G 7.2.8) in Gleichung (G 7.2.2) und einigen vereinfachenden Umformungen erhält man für den Fluidverlust an der Stelle x:

$$\Delta V_F(x) = \left(\frac{1 - \Phi(x)}{1 - \Phi(0)} - 1 \right) V_G(x) \quad (\text{G 7.2.9})$$

Der Fluidverlust läßt sich anhand von Gleichung (G 7.2.9) für jede Stelle x allein aus der Porosität der undeformierten Grabensedimente, der aktuell herrschenden mittleren Porosität und dem Gesamtvolumen der deformierten Sedimente bestimmen. Die einzige noch nicht näher definierte Größe ist das Gesamtvolumen der Sedimente am Ort x, sie repräsentiert quasi eine "Sedimentsäule" mit der Mächtigkeit der zu betrachtenden Schicht (Obergrenze der Grabensequenz bis zum *Basement*) und einer Ausdehnung, die sich aus dem lateralen Abstand der Intervallgeschwindigkeitstiefenprofile und einem Kilometer Grabenlänge (quer zur Deformationsrichtung) ergibt. Bei der Berechnung der Porositätswerte werden Mittelwerte aus mindestens fünf Einzelwerten gebildet, die aus den Durchschnittsgeschwindigkeiten der "Sedimentsäulen" erhalten wurden. Die Durchschnittsgeschwindigkeit \bar{v} ist für eine Schichtfolge wie folgt definiert (Miltzer und Weber, 1987):

$$\bar{v} = \frac{\sum_k d_k}{\sum_k \frac{d_k}{v_k}} \quad (\text{G 7.2.10})$$

mit

d_k = Schichtmächtigkeiten

v_k = Schichtgeschwindigkeit (entspr. Intervallgeschwindigkeit)

In der Praxis ist es allerdings belanglos, ob zuerst die Durchschnittsgeschwindigkeit berechnet wird und dann in die Porosität umgewandelt wird, oder ob zuerst die einzelnen Intervallgeschwindigkeitswerte in Porositätswerte gewandelt werden, die dann abhängig von den einzelnen Schichtdicken gemittelt werden.

Für alle Profile konnte aufgrund des detaillierten Geschwindigkeitsmodells eine äquidistante, laterale Abtastung in Deformationsrichtung von 500 m gewährleistet werden, also dicht genug, um auch Variationen sichtbar zu machen. Durch Summation dieser einzelnen Fluidverluste erhält man den Gesamtverlust an Fluiden während der gesamten Akkretionsdauer.

Die Abbildungen 7.2.1 bis 7.2.4 zeigen für die Profile EDGE 302, 71, 63 und 64 die durchschnittliche Porositätsabnahme, den relativen mittleren Fluidverlust für jede "Sedimentsäule" mit dem Volumen $0,5 \text{ km} \times 1 \text{ km} \times \text{Mächtigkeit in km}$, also das Verhältnis des freigesetzten Fluidvolumen zum ursprünglich vorhandenen in der undeformierten "Sedimentsäule" $\Delta V_F(x)/V_{0F}(x)$ (aus G 7.2.7 und G 7.2.9), und den kumulativen Gesamtverlust, der aus der Summe der Einzelverluste jeder "Sedimentsäule" berechnet wurde ($V_\Sigma(x) = \sum \Delta V_F(x)$). Der relative Fluidverlust repräsentiert einen von der Sedimentmächtigkeit unabhängigen Wert, welcher den Anteil der seit der Deformation freigesetzten Fluide an der Stelle x darstellt. Bekins und Dreiss (1991) berechnen mit Hilfe eines analytischen Verfahrens am Beispiel idealisierter Modellakkretionskeile vergleichbare Fluidverlustkurven, die auch im Verhältnis zum Gesamteintrag an Porenwässern dargestellt wurden. Diese Entwässerungskurven, die bezüglich der Geometrie des Akkretionskeils und einiger porositätsbezogener Parameter variieren, zeigen prinzipiell einen ähnlichen Verlauf zu den hier berechneten realen Fluidverlusten. Ein schnelles Ansteigen der Entwässerungsrate auf den ersten Kilometern und ein langsames Annähern an einen maximalen Wert ist somit charakteristisch für die Entwässerung in Akkretionsgebieten.

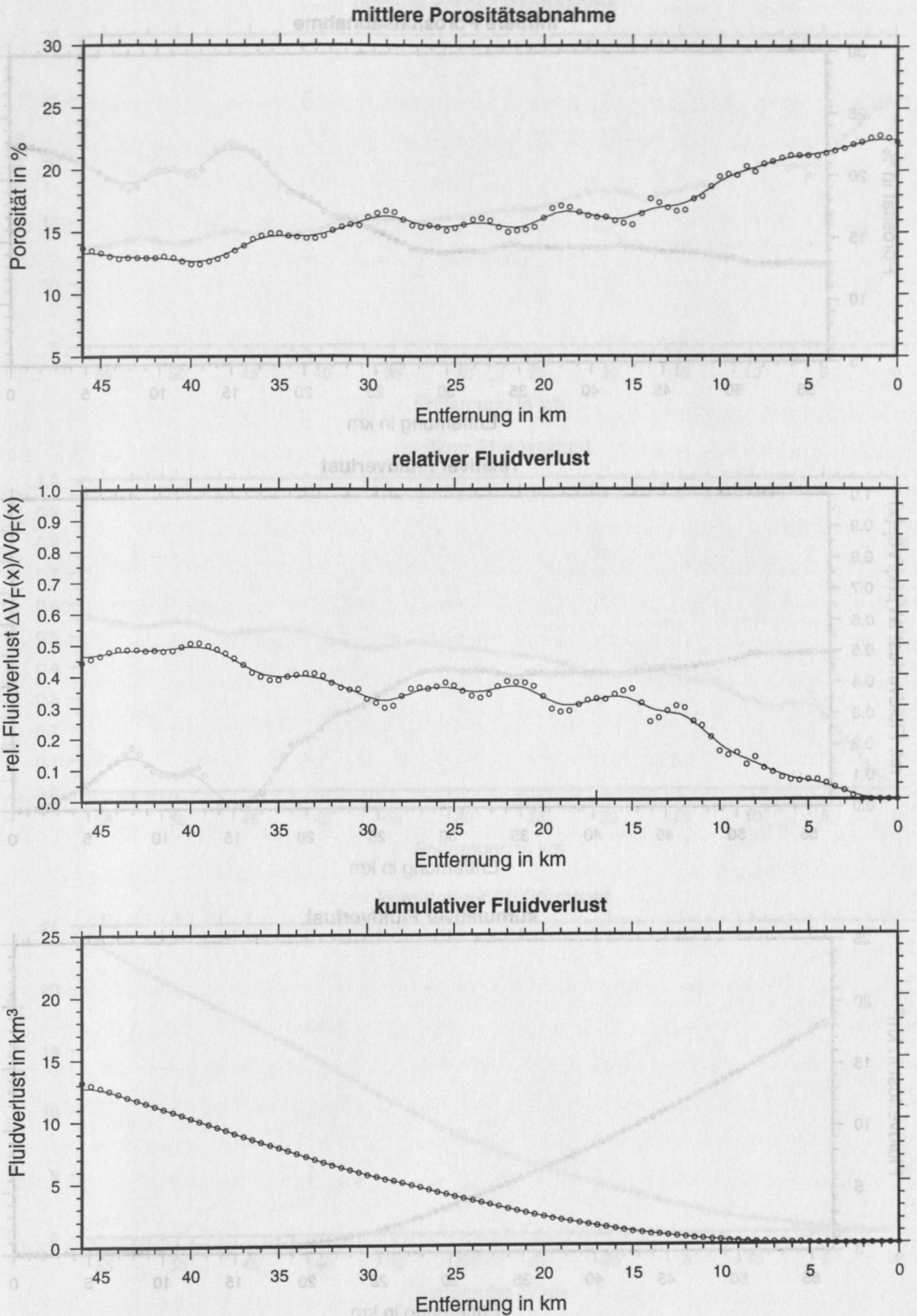


Abbildung 7.2.1: Profil EDGE 302 - Die mittlere Porosität nimmt während der Akkretion von 23 % im Graben auf 13,5 % ab. Etwa 47 % der herangeführten Fluide wurden in diesem Zeitraum freigesetzt. Der Gesamtverlust beträgt 13 km^3 .

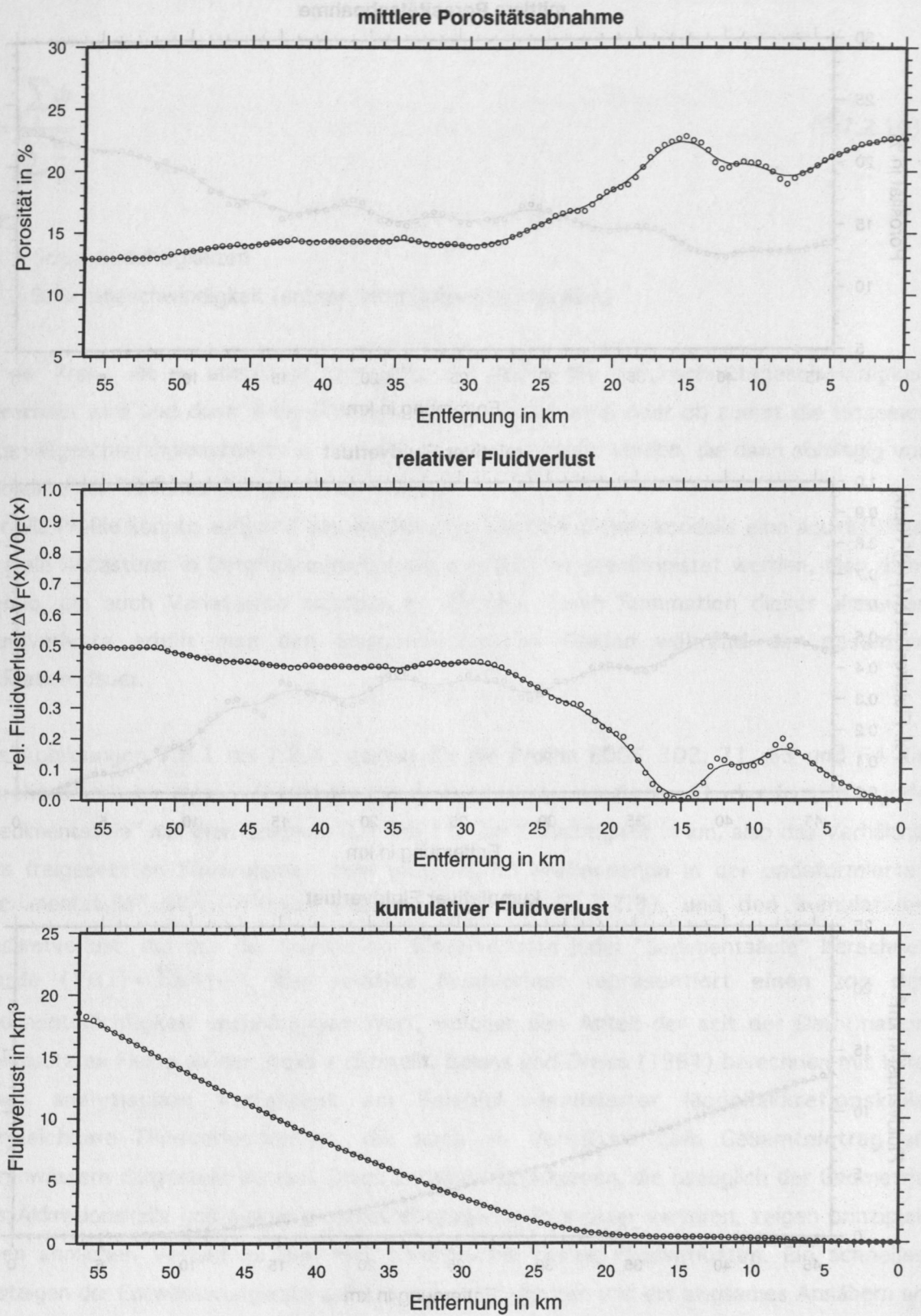


Abbildung 7.2.2: Profil 71 - Die mittlere Porosität nimmt während der Akkretion von 23 % im Graben auf 13 % ab. Etwa 50 % der herangeführten Fluide wurden in diesem Zeitraum freigesetzt. Der Gesamtverlust beträgt 19 km^3 .

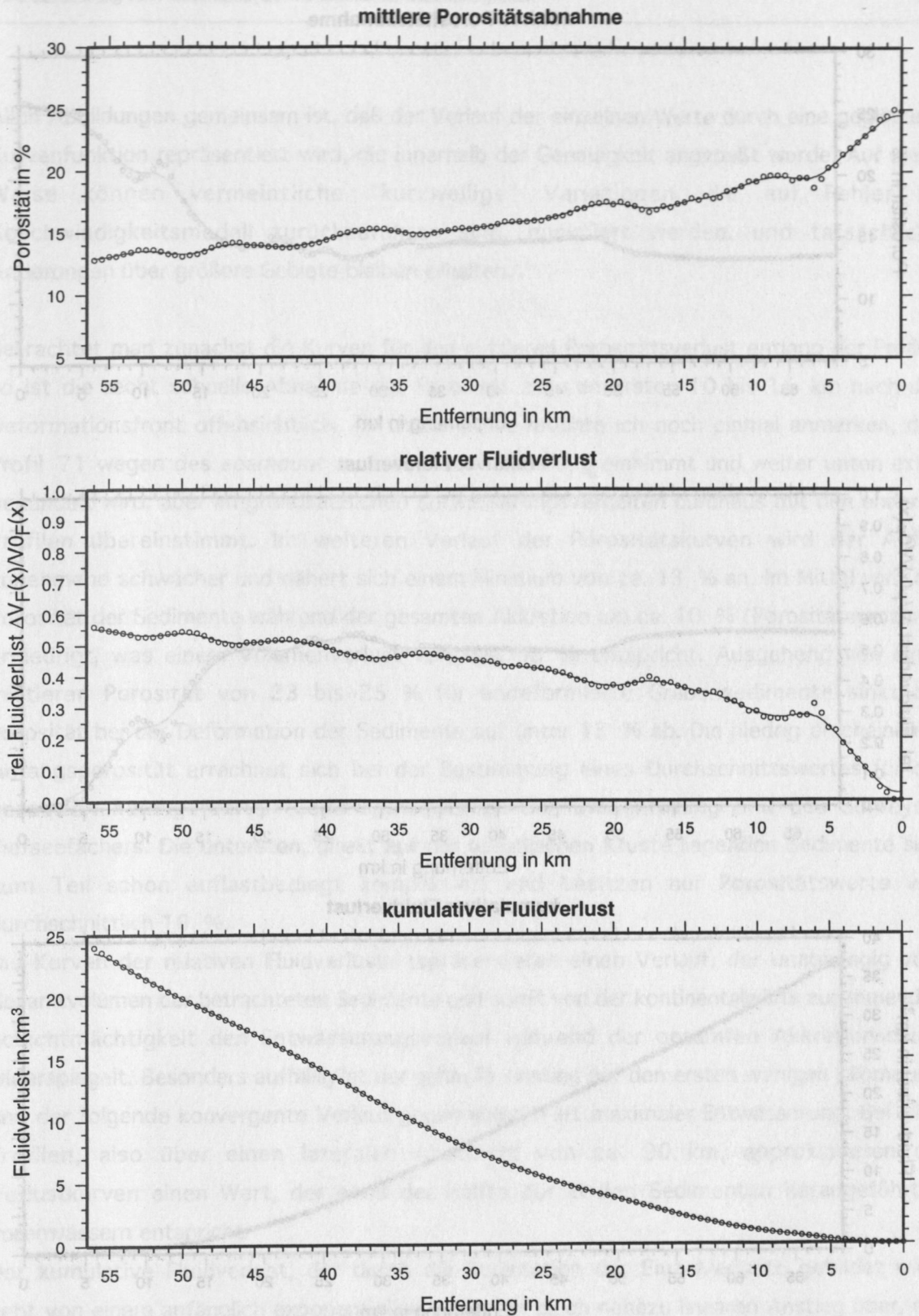


Abbildung 7.2.3: Profil 63 - Die mittlere Porosität nimmt während der Akkretion von 24,5 % im Graben auf 13 % ab. Etwa 55 % der herangeführten Fluide wurden in diesem Zeitraum freigesetzt. Der Gesamtverlust beträgt 24 km³.

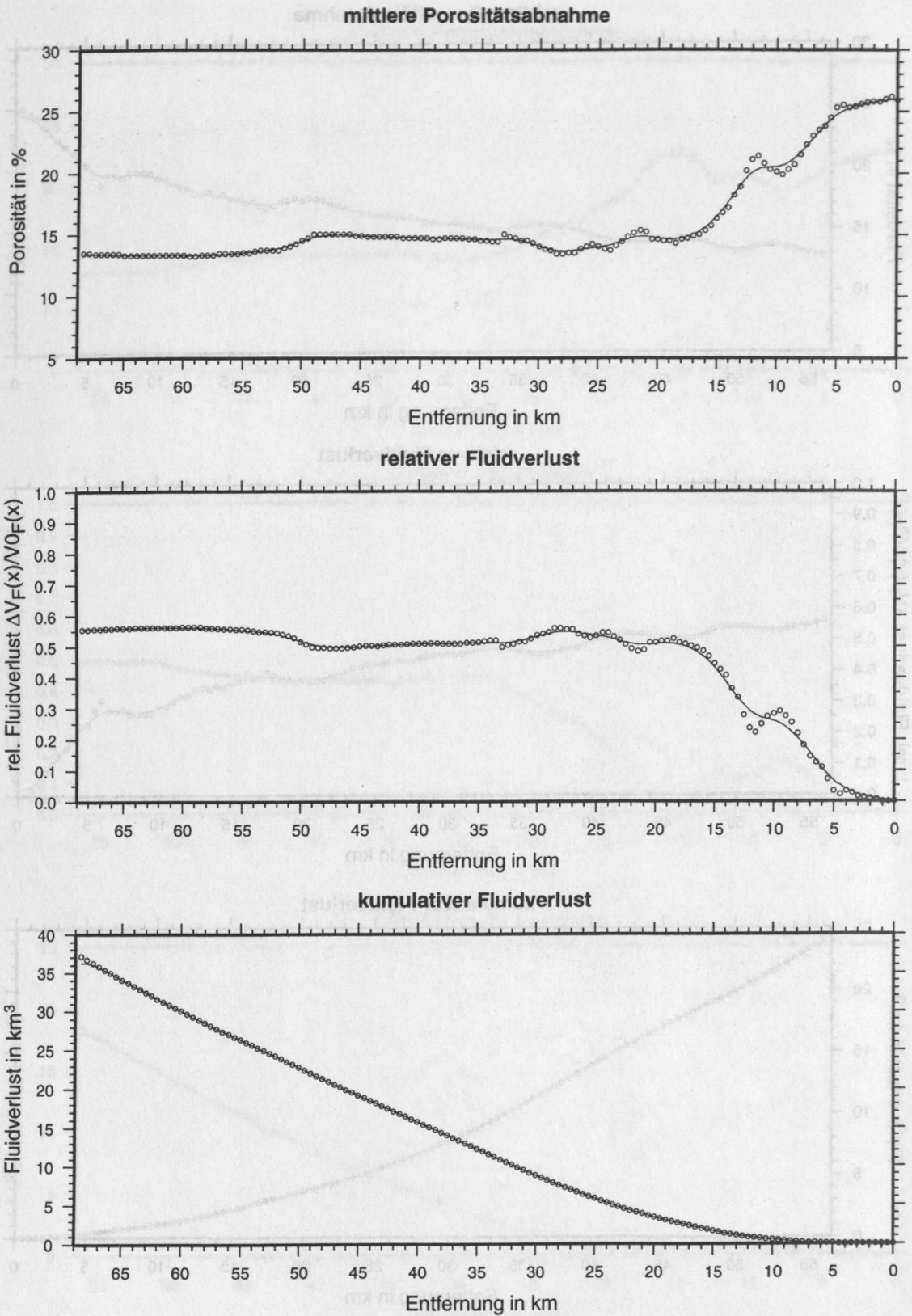


Abbildung 7.2.4: Profil 64 - Die mittlere Porosität nimmt während der Akkretion von 26 % im Graben auf 13,4 % ab. Etwa 55 % der herangeführten Fluide wurden in diesem Zeitraum freigesetzt. Der Gesamtverlust beträgt 38 km^3 .

Allen Abbildungen gemeinsam ist, daß der Verlauf der einzelnen Werte durch eine geglättete Kurvenfunktion repräsentiert wird, die innerhalb der Genauigkeit angepaßt wurde. Auf diese Weise können vermeintliche "kurzwellige" Variationen, die auf Fehler im Geschwindigkeitsmodell zurückzuführen sind, minimiert werden, und tatsächliche Änderungen über größere Gebiete bleiben erhalten.

Betrachtet man zunächst die Kurven für den mittleren Porositätsverlust entlang der Profile, so ist die recht schnelle Abnahme der Porosität auf den ersten 10 bis 15 km nach der Deformationsfront offensichtlich. An dieser Stelle möchte ich noch einmal anmerken, daß Profil 71 wegen des *seamount* zwar eine Sonderstellung einnimmt und weiter unten extra behandelt wird, aber im grundsätzlichen Entwässerungsverhalten durchaus mit den anderen Profilen übereinstimmt. Im weiteren Verlauf der Porositätskurven wird der Abfall zunehmend schwächer und nähert sich einem Minimum von ca. 13 % an. Im Mittel wird die Porosität der Sedimente während der gesamten Akkretion um ca. 10 % (Porositätsprozent) erniedrigt, was einem Volumenverlust von fast 50 % entspricht. Ausgehend von einer mittleren Porosität von 23 bis 25 % für undeformierte Grabensedimente sinkt die Porosität bei der Deformation der Sedimente auf unter 13 % ab. Die niedrig erscheinende Anfangsporosität errechnet sich bei der Bestimmung eines Durchschnittswertes für die gesamten herangeführten Sedimentsequenzen der Grabenfüllung und des Surveyor-Tiefseefächers. Die untersten, direkt auf der ozeanischen Kruste liegenden Sedimente sind zum Teil schon auflastbedingt kompaktiert und besitzen nur Porositätswerte von durchschnittlich 16 %.

Die Kurven der relativen Fluidverluste repräsentieren einen Verlauf, der unabhängig vom Gesamtvolumen der betrachteten Sedimente und somit von der kontinentalwärts zunehmenden Schichtmächtigkeit den Entwässerungsverlauf während der gesamten Akkretionsdauer widerspiegelt. Besonders auffällig ist der schnelle Anstieg auf den ersten wenigen Kilometern und der folgende konvergente Verlauf gegen einen Wert maximaler Entwässerung. Bei allen Profilen, also über einen lateralen Abschnitt von ca. 90 km, approximieren die Verlustkurven einen Wert, der etwa der Hälfte der in den Sedimenten herangeführten Porenwässern entspricht.

Der kumulative Fluidverlust, der durch die Summation der Einzelverluste gebildet wird, geht von einem anfänglich exponentiellen Verlauf in einen nahezu linearen Anstieg über, der direkt aus dem Verlauf der anderen beiden Kurven abgeleitet werden kann. Eine konstante Entwässerung bezüglich eines Anfangsvolumens an Fluiden zeichnet sich durch einen linearen Anstieg bei einer Summierung aus. Jeder einzelne Wert am Ort x repräsentiert den gesamten Fluidverlust der Sedimente von der Deformationsfront bis zu dieser Stelle x . Der

letzte Wert in der Kurve stellt den gesamten Fluidverlust während der Akkretionsdauer dar. In Kapitel 7.3 wird das Endergebnis für das gesamte Akkretionsalter unter Berücksichtigung des aus dem Fluidverlust noch zu ermittelnden Verkürzungsbetrages aufgrund der Kompaktion vorgestellt.

Nachfolgende Tabelle (7.2.1) zeigt den Vergleich des absoluten und relativen Fluidverlustes der Profile in Deformationsrichtung zueinander.

Profil	kumulativer Fluidverlust für die erste Hälfte des Profils in km ³	relativer Fluidverlust für die erste Hälfte des Profils in %	gesamter Fluidverlust in km ³	relativer Fluidverlust in %
EDGE 302	4	35	13	47
71	3	43	19	50
63	7	43	24	55
64	12	55	38	55

Tabelle 7.2.1

Obwohl aufgrund der differierenden Gesamtvolumina, resultierend aus unterschiedlichen Profillängen, der absolute Gesamtfuidverlust der Profile variiert, so zeigt sich doch deutlich, daß der generelle, laterale Trend entlang des Grabens konstant bleibt. Wegen der kontinuierlichen Konvergenz der pazifischen und nordamerikanischen Platten sind die Sedimente über weite laterale Bereiche vergleichbarer tektonischer Belastung ausgesetzt und reagieren sowohl bezüglich Deformation, als auch hinsichtlich des Entwässerungsverhaltens analog. Sogar der Einfluß besonderer tektonischer Phänomene, wie die Subduktion des *seamount* bei Profil 71, bleibt im wesentlichen eine gut begrenzte lokale Besonderheit, die sich im Mittel kaum heraushebt. Der Vergleich der Entwässerungskurven von Linie 71 (Abb. 7.2.2) mit denen der übrigen Profile zeigt einen anomalen Verlauf für die mittlere Porosität und den relativen Fluidverlust lediglich im Bereich des *seamount* zwischen 8 und 20 km. Sofort dahinter normalisiert sich das Entwässerungsverhalten wieder und geht in einen zu den anderen Profilen vergleichbaren Verlauf über. Die Anomalie ist durch ein Ansteigen der Porosität und ein Abfallen des Fluidverlustes bis Null auf dem Gipfel des *seamount* gekennzeichnet. Durch die enorme tektonische Belastung, der die Sedimente aufgrund der geometrischen Form des *seamount* ausgesetzt sind, kommt es am kontinentalseitigen Hang zu einer starken Entwässerung durch Deformation und Kompaktion. Der Porositätsanstieg vom seewärtigen Hang zum Gipfel kann nur durch ein Zerklüften und

Zerbrechen der überschobenen Schichten und das erneute Auffüllen der entstandenen Porenräume mit Flüssigkeit erklärt werden.

Der Gesamtverlust ist wegen des im Bereich des *seamount* fehlenden Sedimentvolumens dementsprechend ca. ein Viertel geringer als bei der im sonstigen Entwässerungsverhalten sehr ähnlichen Nachbarlinie 63.

Insgesamt wird durch den Vergleich der Kurven deutlich, daß die enorme tektonische Belastung, der die Sedimente in der Kodiak-Subduktionszone ausgesetzt sind, dazu ausreicht, etwa ein Drittel (EDGE 302, 71) bis die Hälfte (63, 64) der ursprünglich vorhandenen Porenflüssigkeiten schon innerhalb weniger Kilometer (ca. 20 km) nach der Deformationsfront auszupressen. Dieser Wert ist mit Untersuchungen in anderen Akkretionsgebieten vergleichbar. Bangs et al. (1990) schätzen für den Barbados Ridge Komplex auch, daß im Anfangsbereich bereits ein Drittel der ursprünglich herangeführten Fluide freigesetzt wurden. Westbrook et al. (1984) vermuten sogar, daß innerhalb der ersten wenigen Kilometer, innerhalb der initialen Akkretionsphase, über 70 % der anfänglich vorhandenen Fluide entwässert werden. Eine wesentliche Aussage hieraus ist, daß der Entwässerungsprozeß in der Regel bei gleichbleibender tektonischer Beanspruchung der Sedimente nichtlinear abläuft, mit einer schnell auf ein Maximum ansteigenden Entwässerungsrate in der ersten Hälfte des Akkretionskeils und einem sehr schwachen Fluidverlust im hinteren kontinentalseitigen Abschnitt.

7.3 Verkürzung durch Kompaktion

Der tektonische Druck im Akkretionskeil bewirkt eine Porositätsabnahme mit gleichzeitigem Fluidverlust aufgrund von Verfestigung und Kompaktion der Sedimente. Die so entstandene Volumenverminderung muß als zusätzlicher Beitrag für die in Kapitel 6.2 ermittelte tektonische Verkürzung dazu gerechnet werden. Durch Berücksichtigung dieses Kompaktionsanteils bei der Abschätzung der Gesamtverkürzung vergrößert sich das bisher ermittelte Alter für die Akkretionsdauer und nähert sich dem tatsächlichen Alter immer genauer an. Durch Division des Fluidverlustes, also des verlorenen Porenvolumens, durch die anfängliche Sedimentmächtigkeit von durchschnittlich 1,3 km (vgl. Kapitel 6.2) erhält man die Verkürzung, die auf die Verfestigung der Sedimente zurückzuführen ist.

Tabelle 7.3.1 zeigt die bisherigen Ergebnisse für die Verkürzung und das Alter sowie den Verkürzungsbetrag durch Kompaktion im Vergleich zu den korrigierten Werten.

Profil	bisherige Gesamt- Verkürzung (km)	Alter in Mill. Jahre	Verkürzung durch Kompaktion (km)	korrigierte Gesamt- Verkürzung (km)	Alter des Akkretionskeils in Mill. Jahre
EDGE 302	59,9	1,05	10,3	70	1,23
71	95,8	1,68	15,2	111	1,95
63	96,6	1,69	19,7	116	2,04
64	115,9	2,03	27,7	144	2,5

Tabelle 7.3.1

Anmerkung:

Der Volumenverlust durch Kompaktion ist zu gering um auch in den seismischen Sektionen erkannt zu werden und läßt sich daher nur auf diese Weise abschätzen und mit berücksichtigen.

Für einen vergleichbaren tektonischen Abschnitt ist innerhalb der Genauigkeit (siehe Kapitel 7.5) ein durchschnittliches Akkretionsalter von etwa 2 Millionen Jahren durchaus wahrscheinlich. Der Aufbau des Kodiak-Akkretionskeils und somit der erste Sedimenteintrag begann also vermutlich im späten Pliozän bis frühen Pleistozän. Zur Feststellung der geologischen Plausibilität müßte das Alter mit Altersdatierungen der unteren Hangsedimente aus dem mächtigen Sedimentbecken auf Profil 63, das in der Nähe des *Backstops* frühestens ab der initialen Akkretion aufgebaut wurde, korreliert werden. Da nun aber keine derartigen Daten vorliegen, kann anhand der vorhandenen Informationen nur eine grobe Überprüfung erfolgen. Zum einen muß das Akkretionsalter größer sein als die ältesten Hangsedimente und zum anderen sollte es kleiner sein als die akkretierten Sedimente. Die geologischen Altersdatierungen aus den DSDP-Bohrungen zeigen, daß das Alter der Hangsedimente maximal mittleres Pleistozän (≤ 1 Millionen Jahre; DSDP 180) beträgt und die untere Surveyorfächerschicht dem späten Pliozän (≥ 2 Millionen Jahre; DSDP 178) zuzuordnen ist.

Ein Mindestalter kann auch mit Hilfe der Sedimentationsrate und der Mächtigkeit des kontinentalwärtigen Beckens grob abgeschätzt werden, obwohl hierbei zu bedenken ist, daß dieses Becken erst später entstanden sein kann oder durch nachträgliche tektonische Hebung in der Mächtigkeit verringert sein könnte. Da aber nur auf Profil 63 eine ausgeprägte Beckenstruktur von etwa 1,5 km Dicke deutlich sichtbar ist, kann das hieraus mit der glazialen Sedimentationsrate von ca. 1,5 km pro Millionen Jahre (vgl. DSDP 180; von

Huene und Kulm, 1973) abgeleitete Alter von 1 Millionen Jahre nur als ungefährer Anhaltspunkt dienen. Die Diskrepanz von 1 Millionen Jahre sollte somit nicht überbewertet werden, da der aus dem Becken abgeleitete Wert lediglich einen Mindestwert für das Akkretionsalter angibt.

Innerhalb der Genauigkeit können die hier ermittelten 2 Millionen Jahre als geologisch plausible und zuverlässige Abschätzung für das Akkretionsalter angesehen werden.

7.4 Die Bestimmung von Entwässerungsmustern und aktiven Zonen

Die bisherigen Berechnungen lieferten im wesentlichen nur quantitative Abschätzungen, die kaum detaillierte Aussagen über die bevorzugten Austrittsstellen der Fluide aus dem Ozeanboden zulassen. In diesem Unterkapitel sollen mit Hilfe einer Gradientenberechnung anhand mehrerer Porositätsprofile für verschiedene Tiefen die Änderungen der Porosität in Deformationsrichtung bestimmt und somit aktive Bereiche lokalisiert werden. Eine Porositätsverminderung in den Sedimentschichten kennzeichnet eine Schwächezone des Untergrunds, die mit einem Fluidverlust gekoppelt ist. Bei stärkeren Porositätsabnahmen werden die aus den Sedimenten gepressten Fluide bevorzugt entlang vorhandener Störungssysteme in den Ozean freigesetzt.

Die Steigung einer aus dem Intervallgeschwindigkeitsmodell berechneten Porositätskurve bezeichnet den Gradienten. Dieser markiert die Bereiche von Änderungen im Porositätsprofil. Porositätsabnahmen werden durch einen negativen Gradienten dargestellt und repräsentieren folglich die Zonen erhöhter Entwässerung. Die Berechnung des Porositätsgradienten erfolgt für parallele Schichten, die an jeder Stelle des Profils die gleiche Tiefe zum Meeresboden aufweisen, so daß allein der Anteil der tektonischen Entwässerung und weniger der der auflastbedingten Entwässerung einfließt. Bei einer Darstellung mit einer Graustufeneinteilung entsprechend der Größe der Gradienten ergibt sich ein Bild, das die typischen Entwässerungsmuster entlang der Profile widerspiegelt. Negative Gradienten, die sich über verschiedenen Tiefen bis zum Meeresboden korrelieren lassen, deuten auf bevorzugte Entwässerungsregionen hin.

Grundsätzlich unterscheidet man zwischen gerichtetem, fokussiertem Fluidverlust und diffusem Verlust, der um mindestens vier Größenordnungen langsamer abläuft (Moore und Vrolijk, 1992). Fokussierte Entwässerung zeichnet sich im Gegensatz zum flächenhaften Austritt durch lokal begrenzte, meist eindeutig identifizierbare Austrittsstellen im Ozeanboden, sogenannte *vents* oder *cold seeps*, mit meßbaren Flußraten aus. Nur durch eine möglichst genaue Lokalisation und Abschätzung der Verteilung dieser Regionen können

plausible Fluidverlustraten für fokussierten und flächenhaften Fluidaustritt ermittelt werden, die unter Einbeziehung des Akkretionsalters Vergleiche mit den direkt gemessenen Werten ermöglichen.

Die Abbildungen 7.4.1 bis 7.4.4 zeigen die Porositätsänderungen innerhalb 500 m mächtiger, zum Meeresboden paralleler Schichten entlang der Profile EDGE 302, 71, 63 und 64. Die größeren Änderungen und der insgesamt unruhigere Verlauf in der obersten Schicht bei allen Profilen wird hauptsächlich durch die sehr lockeren und porösen Hangsedimente geprägt und ist bezüglich der Entwässerung der akkretierten Sedimente nur von untergeordneter Bedeutung.

- Profil EDGE 302 (Abb. 7.4.1)

Die Entwässerung entlang dieses Profils wird signifikant durch gerichteten Fluidverlust geprägt. Im wesentlichen wird das Entwässerungsverhalten durch zwei bis in größere Tiefen korrelierbare Bereiche erheblicher Porositätsabnahme bestimmt. Bei ca. 10 km, sofort nach der sichtbaren Deformationsfront, findet die Entwässerung im Bereich von Störungsbahnen und Verklüftungen im Untergrund statt. Aus Kapitel 7.2 ist bekannt, daß hier bereits bis zu 80 % der Fluide freigesetzt werden. Im weiteren Verlauf von 15 bis 30 km nimmt die fokussierte Entwässerungsaktivität ab und wechselt in einen inaktiven, auch kaum durch diffusen Fluidverlust geprägten Abschnitt, der tektonisch die Übergangszone in ein Gebiet mit langen Überschiebungsbahnen und duplexartigen Strukturen bezeichnet. Bei 30 km ist entlang der langen Überschiebungsbahnen erneut ein gerichteter Fluidaustritt festzustellen. Der Porositätsgradient läßt sich bis in eine Tiefe von 3,5 km unterhalb des Meeresbodens mit den Überschiebungsflächen korrelieren. Vermutlich infolge des erhöhten Drucks gegen das aktive *Backstop* und hauptsächlich wegen der gestiegenen Auflast kommt es hier zu einer Freisetzung weiterer Fluide. Das hier noch freiwerdende Volumen beträgt aber lediglich ein Viertel der bereits freigesetzten Fluidmenge, was dann bezüglich der Gesamtbilanz nur ein Fünftel darstellt (vgl. Abb.7.2.1 und Tab. 7.2.1).

Der recht große Porositätsgradient bei etwa 43 km innerhalb des Sedimentbeckens deutet zwar auf eine tektonische Beanspruchung hin, wird aber wegen der hier vorhandenen jungen Hangsedimente bezüglich des Gesamtverlustes nicht berücksichtigt.

Aus der grafischen Darstellung lassen sich die aktiven Bereiche auf etwa 8 % der Gesamtfläche einschränken. Da hierbei die tatsächliche Verteilung der *vents* unberücksichtigt bleibt, liefert diese Abschätzung nur einen möglichen Maximalwert der aktiven Fläche.

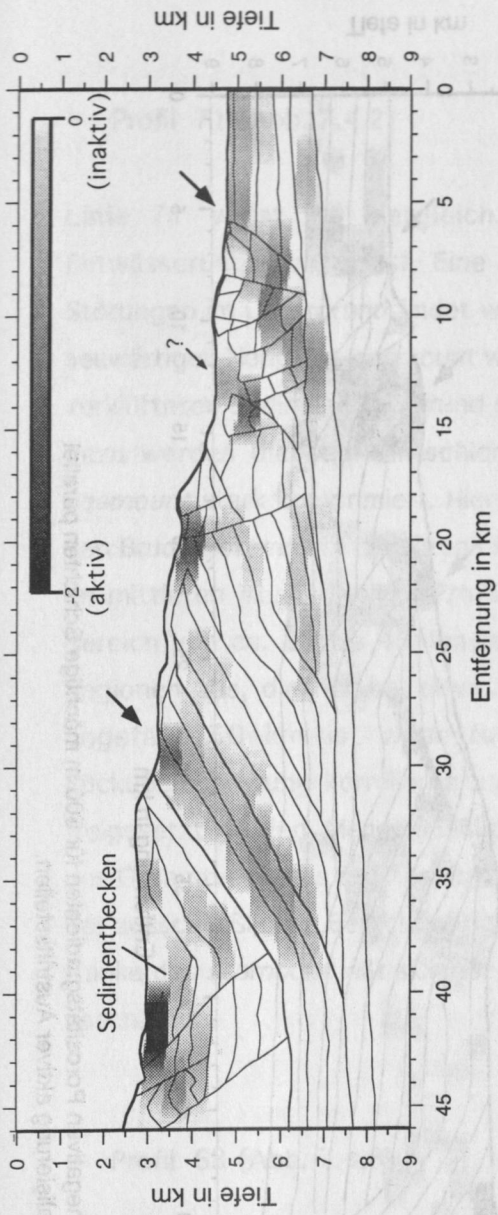


Abbildung 7.4.1: Profil EDGE 302 - Darstellung des negativen Porositätsgradienten für 500 m mächtige Schichten parallel zum Meeresboden zur Lokalisierung aktiver Austrittsstellen.

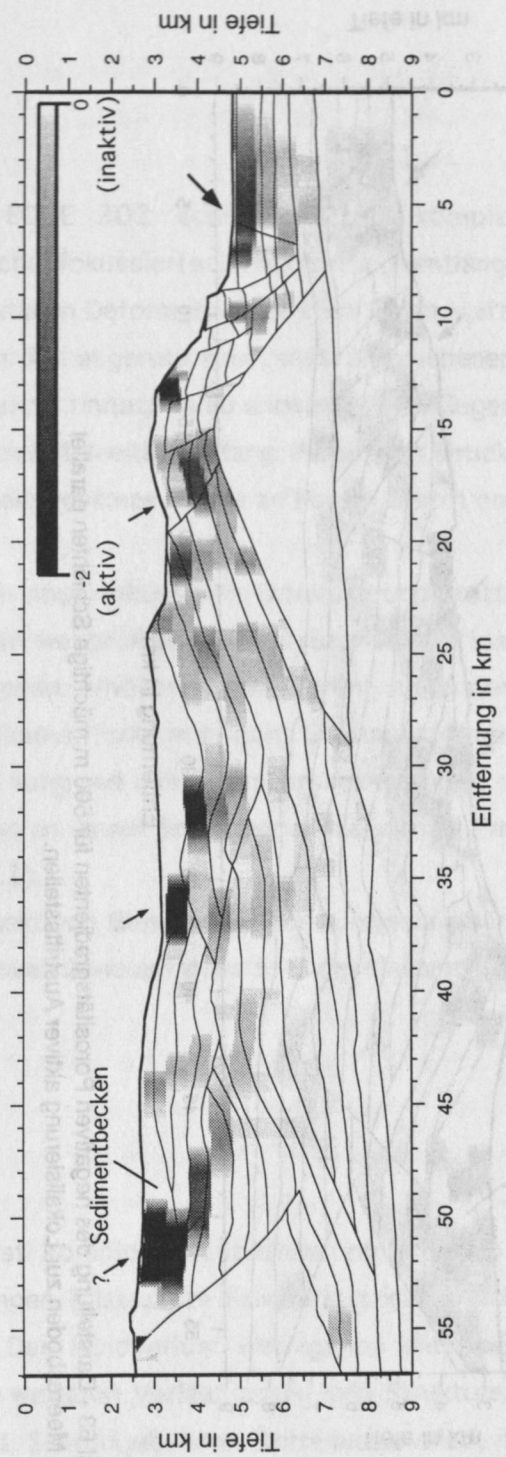


Abbildung 7.4.2: Profil 71 - Darstellung des negativen Porositätsgradienten für 500 m mächtige Schichten parallel zum Meeresboden zur Lokalisierung aktiver Austrittsstellen.

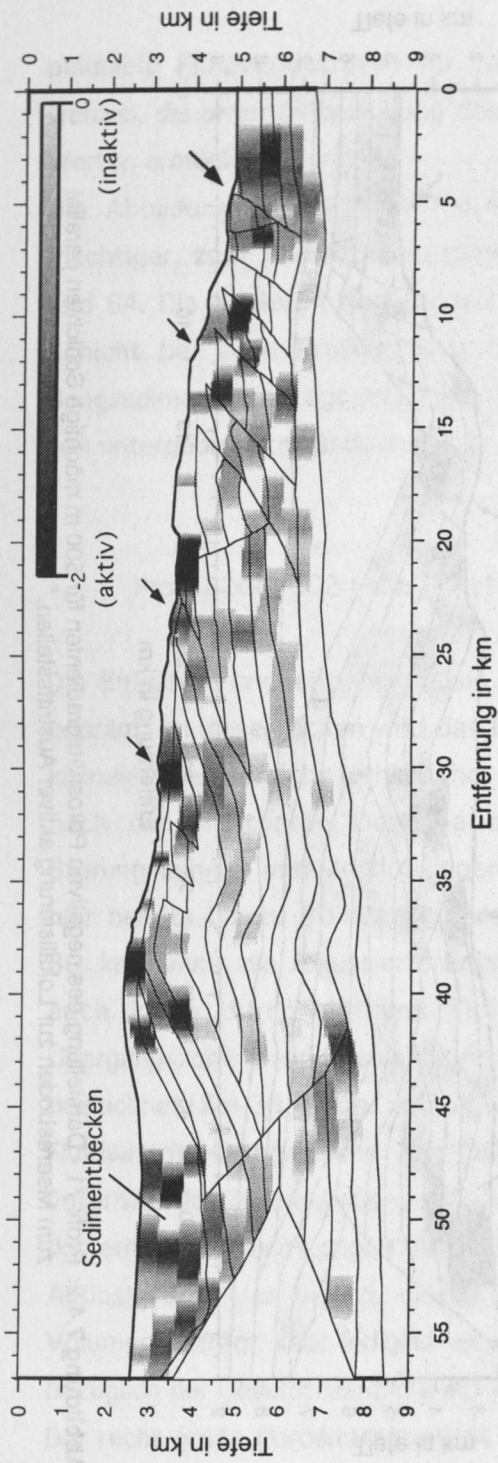


Abbildung 7.4.3: Profil 63 - Darstellung des negativen Porositätsgradienten für 500 m mächtige Schichten parallel zum Meeresboden zur Lokalisierung aktiver Austrittsstellen.

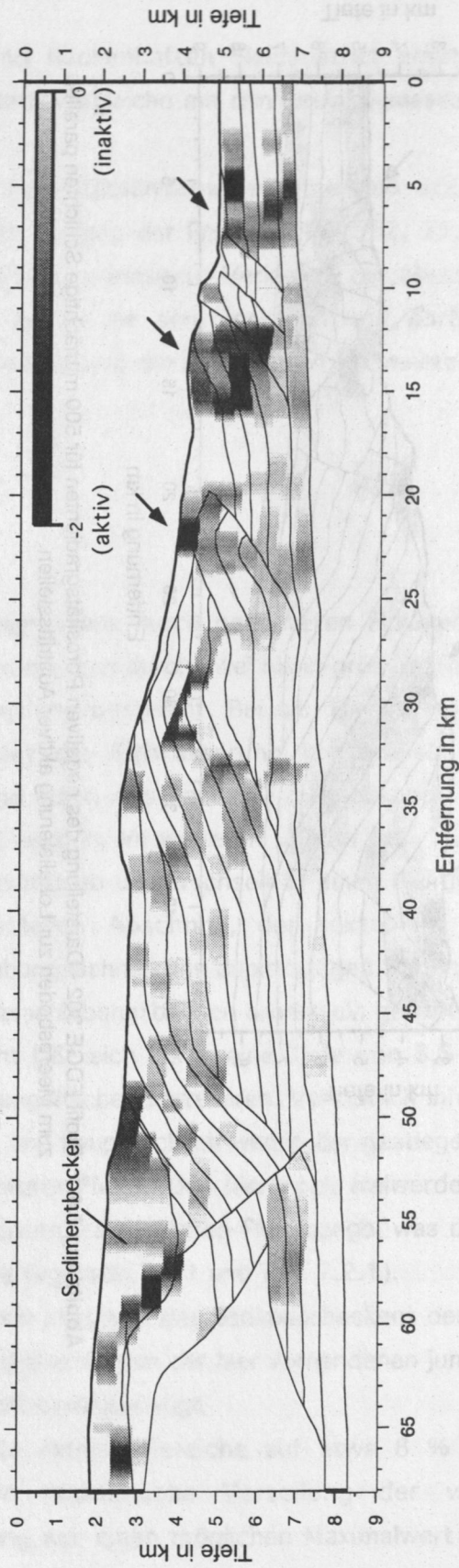


Abbildung 7.4.4: Profil 64 - Darstellung des negativen Porositätsgradienten für 500 m mächtige Schichten parallel zum Meeresboden zur Lokalisierung aktiver Austrittsstellen.

- Profil 71 (Abb. 7.4.2)

Linie 71 weist im Vergleich zu Profil EDGE 302 schon deutlich komplexere Entwässerungsmuster auf. Eine erste schwache fokussierte Entwässerung entlang von Störungen im Untergrund findet während der initialen Deformation bei etwa 5 km statt. Am seewärtigen Hang des *seamount* werden die zum Teil abgerutschten, stark zerbrochenen und zerklüfteten Sedimente aufgrund schwacher Kompaktierung kaum entwässert. Im Gegensatz dazu werden die Sedimentschichten am kontinentalseitigen Hang durch den Druck des *seamount* stark komprimiert. Hier wird nahezu die gesamte Menge an Porenwässern entlang von Bruchsystemen in den Ozean freigesetzt.

Im mittleren Abschnitt des Profils findet kaum noch fokussierte Entwässerung statt. Der Bereich von ca. 25 bis 45 km zeichnet sich im wesentlichen durch ausgedehnte inaktive Regionen aus, die nur bei etwa 35 km ein Gebiet erhöhter Entwässerung andeuten. Bei ungefähr 50 km ist zwar fokussierter Fluidverlust mit den Störungszonen der Rücküberschiebung korrelierbar und kann aber aufgrund des Sedimentbeckens nicht direkt freigesetzt werden. Mengenmäßig ist der Beitrag an dieser Stelle jedoch nur wenige Prozent des Gesamtverlustes (vgl. Kapitel 7.2, Abb. 7.2.2).

Bei ausschließlicher Berücksichtigung des hochaktiven Bereichs an der kontinentalwärtigen Flanke des *seamount* läßt sich der Anteil der aktiven Zone auf etwa 5 % des Gesamtgebietes abschätzen.

- Profil 63 (Abb. 7.4.3)

Dieses Profil zeichnet sich durch ein äußerst komplexes Entwässerungsverhalten aus. Besonders deutlich ist der hohe, durch Störungen fokussierte Fluidverlust im Bereich der initialen Deformation bei 5 km erkennbar. Der Fluidverlust beträgt an dieser Stelle allerdings erst 50 % des Gesamtverlustes. Im weiteren Verlauf lassen sich Strukturen mit eindeutig gerichteter Entwässerung, die mit Störungsbahnen korrelierbar sind, kaum erkennen. Da die restlichen 50 % nicht allein durch diffusen Austritt freigesetzt werden können - ein Vergleich mit den Nachbarlinien deutet den untergeordneten Einfluß diffuser Entwässerung bezüglich des Gesamtfluidverlustes an - ist eine mehr großflächige Verteilung von *vents* anzunehmen. Andeutungen hierzu findet man in den Ansätzen fokussierten Austritts bei 15, 25 und etwa 30 km, die mit den Störungssystemen im Untergrund korrelierbar sind.

Unter Einbeziehung auch dieser Austrittsstellen läßt sich der Anteil an aktiven Zonen auf fast 10 % der Gesamtfläche abschätzen.

- Profil 64 (Abb. 7.4.4)

Besonders auffällig bei diesem Profil ist, daß der gesamte Fluidverlust auf den vorderen Bereich beschränkt zu sein scheint. Bei 7, 15 und 23 km findet gerichtete Entwässerung in der Nähe von Untergrundstörungen statt. Da der Porositätsgradient bei 7 km nicht so deutlich mit den Störungen korreliert, findet die Entwässerung hier wahrscheinlich vorzugsweise über kleinere seismisch nicht sichtbare Bruchstrukturen statt. Bei 15 und 23 km werden die Fluide wieder entlang der markanten Störungsbahnen freigesetzt. Ab etwa 25 km bis zum aktiven *Backstop* werden die Sedimente kaum noch entwässert, es läßt sich hier allenfalls auf diffusen, flächenhaften Austritt schließen.

Der Anteil an aktiven Zonen wird auf etwa 9 % bezüglich der Gesamtfläche geschätzt.

An dieser Stelle sei darauf hingewiesen, daß der scheinbar aktive Bereich bei 33 km rechentechnisch nicht vermeidbar war und deshalb nicht zu werten ist.

Der für alle Profile abgeschätzte aktive Bereich dient als Richtwert für eine theoretisch maximal mögliche Fläche aktiver, fokussierter Entwässerung. Dieses Gebiet ist daher als eine Zone mit einer überdurchschnittlich hohen Anzahl an Austrittsstellen oder *vents* anzusehen, deren genaue Verteilungsdichte dagegen nicht bekannt ist. Die tatsächliche aktive Fläche könnte nur über die Summe der Austrittsflächen aller *vents* ermittelt werden, was allerdings aus offensichtlichen Gründen hier nicht möglich ist. Bei Berücksichtigung nur der aktiven Bereiche zur Berechnung einer Entwässerungsrate rückt das Ergebnis in eine wissenschaftlich plausible Größenordnung.

Der Fluidverlust pro Tag stellt die Menge an Porenflüssigkeit dar, die in der aktiven Zone aus dem Untergrund in den Ozean freigesetzt wird. Tabelle 7.4.1 zeigt, daß entlang der Profile in Deformationsrichtung aktive Fluidaustrittsstellen lediglich auf wenige Quadratkilometer Fläche verteilt sind und zwischen ca. 20 000 und 40 000 Litern Porenwasser pro Tag in den Ozean freisetzen.

Profil	Gesamtfläche in km ²	geschätztes Alter in Mill. Jahre	gesamter Fluidverlust in 10 ¹² l	Fluidverlust- rate in l/Tag	max. aktive Fläche in km ²
EDGE 302	47,5	1,23/1,82*	13	29 000/ 20 000*	3,8
71	56,5	1,95	19	27 000	2,8
63	55,0	2,04	24	32 000	5,5
64	65,9	2,5	38	42 000	5,9

* mit Abschätzung des nicht rekonstruierbaren hinteren Teils des Profils

Tabelle 7.4.1

7.5 Fehlerdiskussion

Die Abschätzung der Genauigkeit der Ergebnisse wird im wesentlichen durch die Unsicherheiten im Geschwindigkeitstiefenmodell und der Porositäts-Geschwindigkeitsbeziehung geprägt. Aus Kapitel 5.6 ist die Genauigkeit des Geschwindigkeitsmodells bekannt und umfaßt einen relativen Fehlerbereich von 2 % für die Wassergeschwindigkeit im Graben bis etwa 10 % für Intervallgeschwindigkeiten in *Basement*-Nähe am kontinentalwärtigen Ende der Profile.

Die Transformation des Geschwindigkeitsmodells in ein Porositätsmodell erfolgte über eine automatisch angepaßte logarithmische Kurve, deren durchschnittliche, absolute Abweichung zu den tatsächlichen Meßwerten 3 % (Porositätsprozent) beträgt. Im relevanten Bereich zwischen ungefähr 30 und 10 % (Porositätsprozent) kann somit ein relativer Fehlerbereich von 10 bis 30 % abgeschätzt werden.

Durch Einsetzen der Geschwindigkeitstoleranzen in die Geschwindigkeits-Porositätsbeziehung (G 7.1.3) ergibt sich ein zusätzlicher absoluter Fehler von ca. 1 % (Porositätsprozent). Durch Addition resultiert ein absoluter Gesamtfehler für die Porosität von 4 % (Porositätsprozent).

Die Genauigkeit für die Fluidverlustberechnungen setzt sich zusammen aus der Abweichung des Porositätsanteils und der Volumenbestimmung der Sedimente (G 7.2.9).

Für die Berechnung von durchschnittlichen Porositätswerten ergibt sich bei einer Mittelung über mindestens fünf einzelne Porositätswerte nach der Fehlerfortpflanzung ein mittlerer

Fehler des Mittelwertes von 1,8 % (Porositätsprozent) (entspr. einem relativen Fehlerbereich von ca. 8 bis 15 %). Mit einem Fehler für die Volumenbestimmung der Sedimente, abzuschätzen aus dem o.g. Tiefenfehler von im Mittel 10 %, ergibt sich durch die Fehlerfortpflanzung eine durchschnittliche Genauigkeit für den mittleren Fluidverlust von ungefähr 20 % für die seewärtige Hälfte der Profile und etwa 30 % für den kontinentalseitigen Abschnitt.

Wird hieraus für die Verkürzung durch die Kompaktion ein zusätzlicher Fehler von 5 % bezüglich der Gesamtkürzung veranschlagt, so erhält man für die gesamte Verkürzung und das Alter einen relativen Fehler von ungefähr 35 %.

8 Diskussion der Ergebnisse

8.1 Das tektonische Modell

Die Genese des rezenten Akkretionskeils der Kodiak-Subduktionszone beginnt vor ca. 2 Millionen Jahren im späten Pliozän. Während seines Aufbaus formierten sich typische Untergrundstrukturen, die besonders im kontinentalseitigen Abschnitt größere laterale Kontinuität aufweisen. Das Verhalten der Sedimente bei tektonischer Belastung wird durch die physikalische Beschaffenheit der Gesteine geprägt. Eine wesentliche Rolle spielt dabei der Gehalt an Porenflüssigkeit.

Mächtige, bis zu 2 km dicke Grabensedimente mit hohem Fluidpotential werden während ihrer Deformation entwässert, ändern dadurch ihre mechanischen Eigenschaften und reagieren wesentlich stabiler auf die tektonische Beanspruchung. Das für diese Arbeit erstellte Untergrundmodell des Kodiak-Akkretionskeils ist in Deformationsrichtung aus hauptsächlich zwei strukturell unterschiedlichen Bereichen aufgebaut, die auch im Entwässerungsverhalten differieren. Abgesehen von der seismisch nicht auflösbaren Zone struktureller Verdickung vor der sichtbaren Deformationsfront, wird der vordere Bereich des Akkretionskeils durch kleinere, schuppenartige Bruchschollen aufgebaut, die vor allem in den Profilen EDGE 302 und 63 deutlich ausgebildet sind. Durch die vielen Brüche und Klüfte im Untergrund werden "Entwässerungskanäle" geschaffen, und die Fluide können entlang dieser Störungen fokussiert in den Ozean freigesetzt werden. Profil 71 weicht durch die submarine Besonderheit der Subduktion eines *seamount* von den Nachbarprofilen ab. In seinem Einflußbereich ist ein verändertes Entwässerungsverhalten offensichtlich. Noch im Graben, direkt nach der Deformationsfront, zeigen die Schichteinheiten im wesentlichen noch zu den benachbarten Profilen analoges Entwässerungsverhalten, das sich aber abrupt in Richtung Hang ändert. Die Sedimente sind hier stark zerbrochen, zerklüftet und partiell abgerutscht, so daß sogar ein Porositätsanstieg mit erneutem Fluideintrag durchaus möglich ist und so der markante Abfall in der Entwässerungskurve zu erklären ist. Der zusätzliche Druck des *seamount* auf die Sedimente am kontinentalseitigen Hang intensiviert dann eine stark ausgeprägte und deutlich fokussierte Entwässerung, wobei allerdings ein bezüglich der Nachbarlinien vergleichbar hoher Fluidanteil in den Ozean freigesetzt wird.

Aber auch Profil 64, welches am südwestlichen Ende des Untersuchungsgebietes liegt, weicht im Anfangsbereich strukturell leicht von den anderen Profilen ab. Die Ausbildung größerer Sedimentpakete und das Fehlen einer deutlichen Zone mit kleineren, verschuppten

Bruchschollen kann als Hinweis für den Wechsel in ein anderes tektonisches Umfeld gedeutet werden. Da das Entwässerungsverhalten aber grundsätzlich analog zu den anderen Profilen verläuft, liegt die Vermutung nahe, daß der charakteristische fokussierte Fluidverlust in der initialen Akkretionsphase weitgehend unabhängig vom Deformationsverhalten der Sedimente abläuft. Die wenigen deutlichen, auf Bruch und Zerklüftung zurückzuführenden Entwässerungskanäle müßten mit einer geringeren Dichte von Austrittsstellen (*vents*) am Ozeanboden verknüpft sein und wären folglich mit einer höheren Flußrate an den einzelnen *vents* verbunden. Eine andere Erklärung könnte sein, daß gerichtete Entwässerung zu einem großen Teil entlang komplexer, an Hauptstörungssysteme gekoppelten, seismisch kaum auflösbarer, kleinerer Bruchstrukturen abläuft. Die mittlere Verteilung und Flußrate der *vents* in den aktiven Gebieten wäre dann weitgehend unbeeinflußt. Nur die weitere Untersuchung solcher Phänomene unter Berücksichtigung zusätzlicher Informationen, z. B. aus direkten Messungen, könnte zu einer genauen Aufklärung führen.

Durch die fortgeschrittene Verfestigung der Sedimente ist der mittlere Abschnitt auf allen Profilen durch eine auffallend veränderte, aber lateral relativ gleichförmige, tektonische Struktur gekennzeichnet. Die Ausbildung ausgedehnter, teilweise bis zu 20-30 km langer Überschiebungsbahnen scheint typisch zu sein bei einer zunehmenden Stabilität der Schichtkomplexe gegenüber fortgesetztem tektonischem Streß. Da bereits weit mehr als 3/4 der pro Sedimenteinheit zu entwässernden Fluide freigesetzt worden sind, ist in diesem Abschnitt auch kaum noch signifikante Fluidaktivität zu erwarten. Schon allein der strukturelle Aufbau impliziert ein geändertes Entwässerungsverhalten, so daß die restlichen Porenwässer hauptsächlich durch diffusen, flächenhaften Ausstrom in den Ozean abgegeben werden können.

Der hintere Teil des modernen Akkretionskeils wird durch eine aus älteren, hoch kompaktierten Sedimenten bestehende Einheit, das aktive *Backstop*, geprägt. Es bezeichnet als strukturelles Widerlager, gegen das die Sedimentschichten gedrückt und deformiert werden, den Übergang zum eigentlichen Kontinentalschelf mit schwacher Tektonik und stark verfestigten Sedimenten höheren Alters. Ab hier findet keine Entwässerung mehr statt, was in den Fluidverlustkurven durch Erreichen eines Maximalwertes angezeigt wird.

Insgesamt betrachtet läßt sich ein lateraler Nordost-Südwest-Trend entlang des Grabens mit veränderter Tektonik und erhöhter Entwässerung zwar erkennen, kann aber innerhalb der Genauigkeit nicht zuverlässig bestätigt werden.

Alle interpretierten Profile waren palinspastisch rekonstruierbar und ergaben für einen vergleichbaren Abschnitt analoge Verkürzungsbeträge. Da sich Hauptstrukturen als lateral

korrelierbar erwiesen, können die erarbeiteten tektonischen Interpretationen als geologisch plausibles Modell des Kodiak-Akkretionskeils angesehen werden.

8.2 Das Alter des Akkretionskeils

Die Bestimmung eines zuverlässigen Alters des Kodiak-Akkretionskeils ist für die Abschätzung von Entwässerungsraten von entscheidender Bedeutung.

Da sich das Alter nur indirekt aus dem Verkürzungsbetrag zwischen der undeformierten und deformierten Sektion und der Konvergenzrate berechnen läßt, ist die Genauigkeit von der Zuverlässigkeit der Rekonstruktion der Sedimentsequenzen in den Zustand vor der Deformation abhängig. Die tektonische Deformation von Sedimenten wird im wesentlichen durch einen aus Verfaltung, Bruch und Überschiebungen abgeleiteten, einen auf diffuse Verdickung zurückzuführenden und einen durch Volumenverlust entstandenen Verkürzungsanteil kompensiert.

Die Retrodeformation erfolgte unter Berücksichtigung dieser Faktoren in drei Schritten:

1. Geometrische Rekonstruktion

Die geometrische Kürzung beträgt bei allen Profilen mehr als die Hälfte der undeformierten Länge, was bei analogen tektonischen Abschnitten über 60 km entspricht. Da hier der größte Anteil der Deformation kompensiert wird, läßt sich an dieser Stelle bereits ein Mindestalter für den Akkretionskeil von ca. 1 Millionen Jahre bestimmen.

2. Die diffuse Verkürzung

Da die strukturelle Verdickung der Sedimentschichten seismisch nicht aufzulösen war, mußte dieser Anteil abgeschätzt werden. Über die größtmögliche Unsicherheit bei den Tiefenlagen der Reflektoren, erhalten aus der Fehlerabschätzung bei der Datenbearbeitung, konnte eine maximale Verdickung abgeschätzt werden und in einen zusätzlichen Verkürzungsbetrag umgerechnet werden. Dieser Faktor betrug, als möglicher Maximalwert, etwa noch einmal die Hälfte der bereits bestimmten Kürzung. Somit bildet die Kompensation der tektonischen Deformation durch diffuse Verdickung einen keineswegs zu vernachlässigenden Anteil.

3. Berücksichtigung der Kompaktion

Die Verkürzung durch Kompaktion, entstanden durch Volumenverlust bei der Porositätsreduktion, bildet den geringsten Anteil bei der Gesamtverkürzung. Das freigesetzte Fluidvolumen wurde in einen Verkürzungsanteil umgerechnet und zur Gesamtkürzung addiert. Da dieser Anteil teilweise über ein Viertel der geometrischen Verkürzung beträgt, kann die erwartete Zuverlässigkeit der Ergebnisse nur bei seiner Berücksichtigung erreicht werden.

Obwohl das Alter von 2 Millionen Jahren verlässlich und auch geologisch plausibel erscheint, liegt die Unsicherheit aufgrund einiger Abschätzungen und der Fehlerrechnung bei etwa 700 000 Jahren (entspr. $\pm 35\%$). Eine genauere Bestimmung vor allem des diffusen Anteils, vielleicht mit Hilfe von Modellierungen, dürfte an dieser Stelle die Genauigkeit weiter verbessern.

Die Gegenüberstellung zu einem früher bereits abgeschätzten Alter von ungefähr 3 Millionen Jahren (z. B. von Huene, 1989), das aus einem Volumenvergleich zwischen akkretierten und eingetragenen Sedimenten ermittelt worden ist, deutet zunächst eine hinreichende Übereinstimmung der Ergebnisse innerhalb der Genauigkeit an.

Andererseits aber könnte der Unterschied von einer Millionen Jahre ein Hinweis darauf sein, daß im Untersuchungsgebiet die Plattenkonvergenz nur unvollständig kompensiert wird. Der Ausgleich von etwa einem Drittel an zusätzlicher Verkürzung müßte somit weiter landeinwärts stattfinden. Zum Beispiel vermutet Gaedicke (1994) aufgrund eines älteren Sedimentbeckens einen Anteil von ca. 60 % der Gesamtkompensation im landwärtigen Teil des Kontinentalrandes am Nankai-Akkretionskeil.

Aus den vorliegenden Daten wurde versucht, den Anteil an Kompensation der Plattenbewegung im landwärtigen Abschnitt grob mit Hilfe von Sedimentationsraten, die aus den Bohrungen DSDP 180 und 181 abgeleitet worden sind (von Huene und Kulm, 1973), abzuschätzen. Mit den relativ hohen glazialen Sedimentationsraten von 1,5 bis 1,7 km pro Millionen Jahre ergäbe sich ein Mindestalter z. B. für das 1,5 km tiefe Sedimentationsbecken auf Profil 63 von ungefähr 900 000 bis 1 Millionen Jahre. Dies bedeutet einerseits, daß das Becken in der Entwicklung des Akkretionskeils später gebildet wurde und andererseits, daß die Konvergenz vollständig im vorderen Teil kompensiert wurde. Beides erscheint unwahrscheinlich und deshalb müssen die Sedimentationsraten im Mittel deutlich geringer abgeschätzt werden. Realistische Sedimentationsraten sollten wesentlich geringer sein als 0,7 km pro Millionen Jahre, damit dann ein nennenswerter Anteil an "landwärtiger Verkürzung" geschätzt werden kann. Da interglaziale Sedimentationsraten sicherlich

niedriger liegen, aber ansonsten keine zusätzlichen Informationen vorliegen, können an dieser Stelle keine weiteren Abschätzungen erfolgen.

Aber auch geodätische und geologische Messungen der Oberflächendeformation, die durch das Prince William Sound-Erdbeben (1964) verursacht worden sind, weisen auf weitere aktive Deformationszonen landwärts des Untersuchungsgebietes hin (Hohldahl und Sauber, 1994). Komplexe Faltungssysteme mit *Slip*-Komponenten von bis zu 30 m sind die Bestätigung, daß auch deutliche Anteile der Plattenbewegung im kontinentalwärtigen Teil des Akkretionskomplexes kompensiert werden müssen.

Aus diesen Überlegungen folgt sicherlich, daß vermutlich der Hauptanteil der Konvergenz im vorderen Abschnitt kompensiert wird. Das Alter von 2 Millionen Jahren repräsentiert somit ein Mindestalter des Kodiak-Akkretionskeils, das aber innerhalb der Genauigkeit als eine zuverlässige Abschätzung angesehen werden kann.

8.3 Entwässerungsraten

Die Abschätzung der durch tektonischen Streß seit der Entstehung des rezenten Akkretionskeils freigesetzten Fluide war eines der Hauptziele in vorliegender Arbeit. Primär sollten dabei die Volumina der ausgepreßten Porenflüssigkeiten bestimmt werden, damit über das Alter zuverlässige Entwässerungsraten ermittelt werden konnten, die auch einem Vergleich mit direkten Messungen standhalten.

Die wichtigsten Voraussetzungen bei der Bestimmung der Fluidverlustmengen waren einerseits die hohe Qualität des Geschwindigkeitsmodells und andererseits die Verfügbarkeit regionaler Bohrlochdaten zur Erstellung einer Geschwindigkeits-Porositätstransformationsfunktion. Über die Berechnung von Porositätsgradienten für verschiedene Tiefen entlang der Profile war es außerdem möglich, fokussierten Fluidverlust und diffusen, flächenhaften Austritt verläßlich zu lokalisieren. Die charakteristischen Schwächezonen in den Sedimentschichten weisen somit auf mögliche Migrationswege von Fluiden im Untergrund hin, die im vorderen Abschnitt mit den tektonischen Störungssystemen korrelierbar sind und im hinteren Teil hauptsächlich von der Permeabilität der Sedimente abhängen.

Die Eingrenzung der aktiven Bereiche ermöglicht die Abschätzung von realistischen Entwässerungsraten. Für einen Vergleich mit Ergebnissen, die aus Messungen direkt an einzelnen Austrittsstellen gewonnen wurden, ist es also notwendig, die Gesamtfläche auf Bereiche mit einer überdurchschnittlich hohen *vent*-Verteilung zu reduzieren. Durch die alleinige Berücksichtigung dieser aktiven Flächen rückt die Entwässerungsrate in die

richtige Größenordnung und liefert mit einer realistischen Abschätzung über die exakte Anzahl der *vents* Ergebnisse, die mit den direkten Messungen vergleichbar sind.

Während der Forschungsfahrt SO 97 (Suess, 1994) sind im Gebiet des Profils EDGE 302 direkte Ausstrommessungen an *vents* vorgenommen worden.

Als erste Übereinstimmung mit meinen Ergebnissen konnte die Lage der aktiven Zone bestätigt werden. Im Gebiet der initialen Deformation bei ungefähr 5 bis 7 km wurden Austrittsstellen gefunden, beprobt und vermessen. Vents, die 2 bis 3 km dahinter gefunden wurden, konnten innerhalb der Genauigkeit allerdings nicht aufgelöst werden.

Die Ergebnisse, die mittels Strömungssonden direkt über einzelnen *vents* erhalten wurden, ergaben Entwässerungsraten im Bereich von ca. 10 bis über 300 l/m²/h. Der breite Schwankungsbereich könnte als Hinweis auf eine Variation der Ausstromrate an einzelnen *vents* gedeutet werden. Dies bestätigten auch die über geochemische Analysen erhaltenen Ausstromraten von nur 3 bis 8 l/m²/h. Für eine vergleichende Betrachtung kommt man bei einer Hochrechnung für Verlusten pro Tag in eine Größenordnung von unter 100 bis über 7000 l/m²/Tag.

Die Gegenüberstellung mit der für das Profil EDGE 302 ermittelten Fluidverlustrate von ca. 20 000 l/Tag für ein aktives Gebiet von ungefähr 4 km² zeigt, daß die Werte übereinstimmen, wenn die Anzahl der *vents* im aktiven Gebiet zwischen 3 und 200 liegen würde. Dies ist ein durchaus realistischer Bereich, der nur weiter eingeschränkt werden kann, wenn Untersuchungen über die tatsächliche Verteilung von Austrittsstellen hinzugezogen werden könnten.

Die bislang vorhandene Diskrepanz von mehreren Größenordnungen zwischen Ergebnissen der direkten und indirekten Methode (Linke et al., 1994) konnte durch die Optimierung des indirekten Verfahrens und durch eine verlässliche Eingrenzung der aktiven Zonen zunächst vermindert werden. Eine exakte Bestimmung der vorhandenen Austrittsstellen könnte zu einer vollständigen Beseitigung dieser Diskrepanz führen. Somit sollte die kombinierte Anwendung beider Methoden in Zukunft die Genauigkeit der Ergebnisse weiter erhöhen.

Hierbei könnte die Lokalisation von Zonen mit einer hohen Dichte an Austrittsstellen anhand des Porositätsgradienten bei der *vent*-Suche benutzt werden, um das Gebiet einzuschränken.

9 Zusammenfassung und Ausblick

Qualitative und quantitative Untersuchungen des Entwässerungsverhaltens von tektonisch beanspruchten Sedimenten an konvergierenden Kontinentalrändern sind zentrale Themen bei der Klärung der komplexen physikalischen, geochemischen und geothermischen Zusammenhänge innerhalb der Fluid-Gestein-Wechselwirkung, die einerseits den Aufbau von Akkretionskeilen prägen und andererseits gewaltige dynamische Prozesse in der tieferen Lithosphäre beeinflussen. Freiwerdende Fluide nehmen eine wichtige Rolle im Nährstoffkreislauf vieler Meeresorganismen ein und üben gleichzeitig einen großen Einfluß auf das hydrochemische Gleichgewicht der Ozeane aus.

In dieser Arbeit ist es gelungen, mit einem indirekten, geophysikalischen Verfahren Aussagen über Massen- und Fluidtransport in Subduktionszonen zu gewinnen.

Anhand von reflexionsseismischen Daten und Ergebnissen regionaler Bohrlochmessungen für den Kodiak-Akkretionskeil vor Alaska war es möglich, sowohl ein geologisch plausibles Modell der tektonischen Struktur zu erzeugen und das Entstehungsalter abzuschätzen, als auch relativ zuverlässige Bestimmungen über den Gesamtfluidverlust und Entwässerungsraten zu erhalten. Durch die Berücksichtigung mehrerer paralleler seismischer Profile und einer kreuzenden Linie konnten innerhalb einer Fläche von ca. 60 km in Deformationrichtung und 90 km entlang der Grabenachse laterale Gemeinsamkeiten und Unterschiede erkannt werden.

Wichtigste Voraussetzung für den Erfolg dieser Methode war die Erzeugung von Daten sehr hoher Qualität. Eine spezielle, der Problematik angepaßte Prozeßabfolge für die Bearbeitung der relevanten reflexionsseismischen Profile EDGE 302, 71, 63, 64, 73 und 82 lieferte zum einen optimal aufgelöste Tiefenabbilder des Untergrunds und zum anderen geologisch plausible, relativ detaillierte Intervallgeschwindigkeitsmodelle.

Mit Hilfe geologischer Informationen aus Bohrungen konnte aus den Tiefensektionen ein stratigraphisch-geologisches Bild der deformierten und akkretierten Sedimentsequenzen erstellt werden. Durch laterale Korrelation der Profile und Angleichen des strukturellen Untergrundaufbaus ist ein tektonisches Modell entstanden, das den Akkretionskeil in einen variierenden Anfangsabschnitt und einen kontinuierlichen hinteren Bereich einteilt. Während der vordere Teil stark durch Bruchtektonik geprägt wird, so sind im kontinentalwärtigen Abschnitt vorzugsweise Falten- und Überschiebungsstrukturen zu finden, die gegen ein aktives *Backstop* gedrückt und deformiert werden.

Mittels moderner, computerunterstützter Bilanzierung der interpretierten Profile ist es einerseits gelungen, die geologische Plausibilität des Modells zu bestätigen, und andererseits durch die palinspastische Rekonstruktion den undeformierten Ursprungszustand der Sedimentschichten wieder herzustellen. Der Längenunterschied zwischen deformierter und undeformierter Sektion lieferte mit der Konvergenzrate der pazifischen und nordamerikanischen Platte, unter Berücksichtigung von diffusen und auf Kompaktion zurückzuführenden Anteilen, das Entstehungsalter des Akkretionskeils, das für vergleichbare tektonische Abschnitte etwa 2 Millionen Jahre ergab.

Aus lokalen Bohrlochdaten ist eine typische Geschwindigkeits-Porositätsbeziehung erstellt worden, um die Transformation des Geschwindigkeitstiefenmodells in ein Porositätsmodell zu ermöglichen und dann zuverlässige Abschätzungen über die Gesamtmenge an freigesetzten Fluiden treffen zu können. Etwa die Hälfte der mit den Sedimenten herangeführten Porenflüssigkeiten ist während des Akkretionszeitraums, seit dem späten Pliozän, in den Ozean entwässert worden, was bei der Anpassung bezüglich äquivalenter Profilabschnitte einem Volumen von ungefähr 20 bis 30 km³ entspricht.

Durch eine zuverlässige Eingrenzung der Gesamtfläche des Akkretionsgebietes auf einen aktiven Bereich mit einer überdurchschnittlich hohen Dichte von Fluidaustrittsstellen (*vents*) ließen sich Entwässerungsraten berechnen und mit direkt an den *vents* gemessenen Verlustraten vergleichen. Eine bislang festzustellende Diskrepanz solcher Vergleiche ließ sich vermindern und könnte sogar mit Informationen über die Verteilung von Austrittsstellen minimiert werden.

Um die Genauigkeit und Zuverlässigkeit der Ergebnisse weiter zu erhöhen, wäre für die Untersuchung auch anderer aktiver Kontinentalränder zunächst die Optimierung von vier wesentlichen Punkten wünschenswert:

- Modernste, hochauflösende seismische Registrierungen, die auch weitere Bereiche des Kontinentalhanges überdecken, sollten nach der speziell angepaßten Datenbearbeitung optimierte Tiefenbilder des Untersuchungsgebietes liefern. Geologisch-tektonische Interpretationen würden somit an Eindeutigkeit gewinnen. Auch die Verlässlichkeit der Geschwindigkeitsmodelle und damit der Porositäts- und Fluidberechnungen würden sich weiter erhöhen.
- Hochauflösende, bathymetrische Messungen sind für eine gute Korrelation von Untergrundstrukturen mit der Morphologie unerlässlich und erhöhen die Zuverlässigkeit der Interpretationen.

- Durch Berücksichtigung nicht nur des rezenten Akkretionskeils bis zum aktiven *Backstop*, sondern auch des hinteren, landwärtigen, inaktiveren Bereichs vom Kontinentalhang sollten auch die allgemeinen tektonische Mechanismen besser verstanden werden. Des weiteren könnte auf diese Weise der gesamte Kompensationbeitrag konvergenzbedingter Deformation zuverlässiger ermittelt werden. Dadurch würden auch Altersschätzungen an Genauigkeit gewinnen.
- Die Verteilung von Fluidaustrittsstellen sollte besser erforscht werden, um bei der Bestimmung von Entwässerungsraten die tatsächlich aktive Fläche genauer berücksichtigen zu können.

Eine kombinierte Anwendung der direkten und indirekten Methoden zur Ermittlung der tektonischen Entwässerung auch an anderen aktiven Plattengrenzen halte ich für sinnvoll, da einerseits die Zuverlässigkeit der Ergebnisse verbessert werden und sich andererseits lokale, kurzzeitige Untersuchungen und großräumige, für längere Zeitabschnitte erstellte Aussagen optimal ergänzen. Somit könnte ein weiterer wichtiger Beitrag zur Klärung tektonisch gesteuerter Entwässerungsmechanismen und ihre Einflußnahme auf chemische und physikalische Prozesse im Untergrund und Ozean geleistet werden.

10 Literaturverzeichnis

- Bangs, N. L. B., Westbrook, G. K., Ladd, J. W., Buhl, P., 1990: Seismic velocities from the Barbados Ridge Complex: Indicators of high pore fluid pressures in an accretionary complex, *Journal of Geophysical Research*, 95(B6), 8767-8782
- Bekins, B. A., and Dreiss, S. J., 1992: A simplified analysis of parameters controlling dewatering in accretionary prisms, *Earth and Planetary Science Letters*, 109, 275-287
- Bray, C. J., Karig, D. E., 1985: Porosity of sediments in accretionary prisms and some implications for dewatering processes, *Journal of Geophysical Research*, 90, 768-778
- Bruns, T. R., 1983: Model for the origin of the Yakutat block, an accreting terrane in the northern Gulf of Alaska, *Geology*, 11, 718-721
- Bruns, T. R., 1985: Tectonics of the Yakutat block, an allochthonous terrane in the northern Gulf of Alaska, U.S. Geological survey Open-File Report, 85-13, 112
- Carson, B., von Huene, R., Arthur, M., 1982: Small-scale deformation structures and physical properties related to convergence in Japan Trench slope sediments, *Tectonics*, 1 (3), 277-302
- Center, N. G. D., 1988: E-Topo5-Bathymetry/Topography Data, National Oceanic and Atmospheric Administration, Washington, D.C.
- Claerbout, J. F., 1985: *Imaging the earth's interior*, Blackwell Scientific Publications
- Dahlstrom, C. D. A., 1969: Balanced cross sections, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 6, 743-757
- Davis, D., Suppe, J., Dahlen, F. A., 1983: The mechanics of fold and thrust belts, *Journal of Geophysical Research*, 88, 1153-1172
- Davis, E. E., Hyndman, R. D., 1990: Rates of fluid expulsion from the Northern Cascadia accretionary prism: Constraints from new heat flow and multichannel seismic reflection data, *Journal of Geophysical Research*, 95, 8869-8889
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. and Stein, S., 1990: Current plate motions, *Geophysical Journal International*, 101, 425-478
- Denelle, E., Dezard, Y., Raoult, J. J., 1986: Expanded Abstract: 2-D Prestack Depth Migration in the (S-G-W) Domain, 56th SEG Meeting, Houston
- Fisher, D., Byrne, T., 1990: The character and distribution of mineralized fractures in the Kodiak formation, Alaska: Implications for fluid flow in an underthrust sequence, *Journal of Geophysical Research*, 95(B6), 9069-9080

- Flüh, E., von Huene, R. (Hrsg.), 1994: FS SONNE, Fahrtbericht SO96, KODIAK SEIS, Hong Kong-Kodiak-Kodiak, 09.06.1994 - 26.07.1994, GEOMAR Forschungszentrum für marine Geowissenschaften der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, Fahrtbericht
- Frühn, J., (1995, in Vorbereitung): Tektonik und Entwässerung des aktiven Kontinentalrandes südöstlich der Kenai-Halbinsel, Alaska, Dissertation, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel
- Gaedicke, C., 1994: Deformation von Sedimenten im Nankai-Akkretionskeil, Japan, Dissertation, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel
- Gardner, G. H. F., Gardner, L. W., Gregory, A. R., 1974: Formation velocity and density - the diagnostic basis for stratigraphic traps, *Geophysics*, 39, 770 - 780
- Gutscher, M.-A., Kukowski, N., Malavielle, J., Lallemand, S., (in Vorbereitung): Cyclical imbricate thrusting and underthrusting in accretionary wedges; evidence from seismic reflection profiling and sandbox experiments
- Hamilton, E. L., 1976: Variations of density and porosity with depth in deep-sea sediments, *J. Sediment. Petrol.*, 46, 280-300
- Hamilton, E. L., 1978: Sound velocity-density in sea-floor sediments and rocks, *J. Acoust. Soc. Am.*, 63, 366 - 377
- Henry, P., Lallemand, S. J., Le Pichon, X., Lallemand, S. E., 1989: Fluid venting along Japanese trenches: Tectonic context and thermal modelling, *Tectonophysics*, 160, 277-291
- Hinz, K., Block, M., Kudrass, H. R., Meyer, H., 1991: Structural elements of the Sulu Sea, Philippines, *Geologisches Jahrbuch*, A127, 483-506
- Hinz, K., u.a., 1992: Geoscientific investigations off Costa Rica - "PACOMAR 2", SONNE cruise SO81/1&2, BGR Bericht BGR 110.148
- Hohldahl, S. R., Sauber, J., 1994: Coseismic slip in the 1964 Prince William Sound earthquake: A new geodetic inversion, *PAGEOPH*, 142 (1), 55-82
- Hyndman, R. D., Davis, E. E., 1992: A mechanism for the formation of methane hydrate and seafloor Bottom-Simulating Reflectors by vertical fluid expulsion, *Journal of Geophysical Research*, 97, 7025-7041
- Jones, D. L., 1982: Preliminary tectonographic terrane map of the Circum-Pacific region, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 66, 972
- Jones, P. B., 1988: Balanced cross-sections - an aid to structural interpretation, *Geophysics: The Leading Edge of Explor.*, 8/88, 29-31
- Kramer, F. S., Peterson, R. A., Walter, W. C., 1968: Seismic energy sources 1968 handbook, Bendix United Geophysical Corp., Pasadena

- Kravis, S., 1986: The F-X plot: Uses for seismic data analysis and quality control, *First Break*, 4(9), 15-21
- Kukowski, N., Gutscher, M.-A., Malavieille, J., Lallemand, S., 1994: Structural evolution of convergent margins; insight from scaled sandbox modelling, *Annales Geophysicae*, Proceedings of EGS, Suppl. 1 to Vol. 12, 39
- Kukowski, N., Gutscher, M.-A., Malavieille, J., Lallemand, S., 1994 (in press): Sediment accretion against a buttress beneath the Peruvian continental margin as simulated with sandbox modelling, *Geologische Rundschau*
- Kvenvolden, A. K., von Huene, R., 1985: Natural gas generation in sediments of the convergent margin of the eastern Aleutian trench area, In: Howell, D. G. (Hrsg) *Tectonostratigraphic Terranes of the Circum-Pacific Region*, Houston, Texas, 31-49
- Le Pichon, X., Kobayashi, K., Crew, K.-N. S., 1992: Fluid venting activity within the eastern Nankai Trough accretionary wedge: A summary of the 1989 Kaikao-Nankai results, *Earth and Planetary Science Letters*, 109, 303-318
- Linke, P., Suess, E., Torres, M., Martens, V., Rugh, W. D., Ziebis, W., Kulm, L. D., 1994: In situ measurement of fluid flow from cold seeps at active continental margins, *Deep-Sea Research I*, 41, 721-739
- Lindsey, J. P., 1989: The Fresnel zone and its interpretive significance, *Geophysics: The Leading Edge of Exploration*, 33-39
- Marrett, R., Allmendinger, R. W., 1992: Amount of extension on "small" faults: An example from the Viking graben, *Geology*, 20, 47-50
- Militzer, H., Weber, F., 1987: *Angewandte Geophysik*, Springer-Verlag, Wien, New York, Berlin
- Moore, J. C., Roeske, S., Lundberg, N., Schoomaker, J., Cowan, D., Gonzales, E., Lucas, S., 1986: Scaly fabrics from Deep Sea Drilling Project cores from forearcs, In: Moore, J. C. (Hrsg.): *Structural fabric in Deep Sea Drilling Project cores from forearcs*, *Geol. Soc. Am. Mem.*, 166, 55-74
- Moore, G. F., Shipley, T. H., Stoffa, P. L., Karig, D. E. et al., 1990: Structure of the Nankai Trough accretionary zone from multichannel seismic reflection data, *Journal of Geophysical Research*, 95 (B6), 8753-8765
- Moore, J. C., Diebold, J., Fisher, M. A., Sample, J., Brocher, T., Talwani, M., Ewing, J., von Huene, R., Rowe, C., Stone, D., Stevens, C., Sawyer, D., 1991: EDGE deep seismic reflection transect of the eastern Aleutian arc-trench layered lower crust reveals underplating and continental growth, *Geology*, 19, 420-424
- Moore, J. C., Vrolijk, P., 1992: Fluids in accretionary prisms, *Reviews of Geophysics*, 30(2), 113-135
- Morgan, J. K., Karig, D. E., 1994: Kinematics and a balanced and restored cross-section across the toe of the eastern Nankai accretionary prism, *Journal of Structural Geology*

- Morgan, J. K., Karig, D. E., (in press): The estimation of seismically diffuse strains in the toe of the Nankai accretionary prism: A numerical solution, *Journal of Geophysical Research*
- Nafe, J. E., Drake, C. L., 1957: Variations in depth in shallow and deep water marine sediments of porosity, density and the velocities of compressional shear waves, *Geophysics*, 22, 523-552
- Plafker, G., Winkler, G. R., Coonrad, W. L., Claypool, G., 1980: Preliminary geology for the continental slope adjacent to OCS Lease sale 55, eastern Gulf of Alaska: Petroleum resource implications, U.S. Geological Survey Open-File Report 80-1089
- Schwab, W. C., Bruns, T. R., von Huene, R., 1980: Maps showing structural interpretation of magnetic lineaments in the northern Gulf of Alaska, U.S. Geological Survey, (Miscellaneous Field Studies Map MF-1245)
- Shipley, T. H., Moore, G. F., 1986: Sediment accretions, subduction and dewatering at the base of the trench slope off Costa Rica, *Journal of Geophysical Research*, 91, 2019-2028
- Stevenson, A. J., Embley, R., 1987: Deep-sea fan bodies, terrigenous turbidite sedimentation, and petroleum geology, Gulf of Alaska, In: Scholl, D. W., Grantz, A., Vedder J. G. (Hrsg.): *Geology and Resource Potential of the Continental Margin of Western North America and Adjacent Ocean Basins-Beaufort Sea to Baja California*: Houston, Texas, Circum Pacific Council of Energy and Mineral Resources, Earth Science Series, 6, 503-522
- Suess, E., Carson, B., Ritger, S. D., Moore, J. C., Kulm, L. D., Cochrane, G. R., 1985: Biological communities at vent sites along the subduction zone off Oregon, *Bull. of the Biological Soc. of Washington*, Washington, 9, 475-484
- Suess, E. (Hrsg.), 1993: Tektonische Entwässerung an konvergenten Plattenrändern, *GEOMAR Report 18*
- Suess, E. (Hrsg.), 1994: FS SONNE, Fahrtbericht SO 97 KODIAK-VENT Kodiak-Dutch Harbour-Tokyo-Singapur, 27.7.-19.9.1994, *GEOMAR Report 29*
- Turner, R. F., Lynch, M. B., Conner, T. A., Hallin, P. J., Hoose, P. J., Martin, G. C., Olson, D. L., Larson, J. A., Flett, T. O., Sherwood, K. W., Adams, A. J., 1987: Geological and operational summary, Kodiak Shelf Stratigraphic Test Wells, western Gulf of Alaska: Minerals Management Service, Outer Continental Shelf Report MMS 87-0109, 341ff
- von Huene, R., Kulm, L. D., 1973: Tectonic summary of Leg 18, In: Kulm, L. D., von Huene, R. et al. (Hrsg.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 18, 961-976
- von Huene, R., 1979: Structure of the outer continental margin off Kodiak Island, Alaska, In: Watkins, J., Montadert, L. (Hrsg.) *Geological investigations of continental margins*, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 29, 261-272

- von Huene, R., Keller, G., Bruns, T. R., McDougall, K., 1985: Cenozoic migration of Alaskan Terranes indicated by Paleontologic study, In: Howell, D. G. (Hrsg.) Tectonostratigraphic Terranes of the Circum-Pacific Region, Houston, Texas, 121-134
- von Huene, R., Miller, J., Fisher, M., 1986: The eastern Aleutian continental margin, In: von Huene (Hrsg.), Seismic images of modern convergent tectonic structure, American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology, 26, 22-23
- von Huene, R., Fisher, M. A., Bruns, T., 1987: Geology and evolution of the Kodiak Margin, Gulf of Alaska, Geology and Resources off Western North America, Houston, Texas, 6, 191-211
- von Huene, R., Miller, J., 1987: Migrated multichannel seismic-reflection records across the Peru Continental Margin, Proc. ODP, 112, 109-124
- von Huene, R., 1989: Continental margins around the Gulf of Alaska, The Geology of North America Vol. N, The Eastern Pacific Ocean and Hawaii, The Geological Society of America, 383-401
- von Huene, R., Lallemand, S., 1990: Tectonic erosion along the Japan and Peru convergent margins, Geological Society of America Bulletin, 102, 704-720
- von Huene, R., Scholl, D., 1991: Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion and the growth of continental crust, Reviews of Geophysics, 29, 279-316
- von Huene, R., Scholl, D. W., 1993: The return of sialic material to the mantle indicated by terrigenous material subducted at convergent margins, Tectonophysics, 219, 163-175
- von Huene, R., Kunert, J., Fröhn, J., Gutscher, M.-A., 1993: Seismische Untersuchungen zur Massenbilanz und Tektonik in aktiven Subduktionszonen, GEOMAR - Forschungszentrum für Marine Geowissenschaften der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel Schlußbericht des BMFT-Forschungsprojekts SUBMASS
- von Huene, R., et al., 1994 (in press): Morphotectonic features of the Costa Rican Pacific margin surveyed during the SONNE 76 cruise, in "Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America, Dedication: Richard Weyl (1915-1988), Spec. Publ., Geol. Soc. Am.
- Vrolijk, P. G., Myers, G., Moore, J. C., 1988: Warm fluid migration along tectonic mélanges in the Kodiak accretionary complex, Alaska, Journal of Geophysical Research, 93, 10313-10324
- Vrolijk, P., Myers, G., 1990: Fluid pressure history in subduction zones: Evidence from fluid inclusions in the Kodiak Accretionary Complex, Alaska, In: The role of fluids in crustal processes, National Academy Press, Washington, D.C., 148-157
- Wessel, P., Smith, W. H. F., 1993: GMT - Generic Mapping Tool - version 2.1.4, Technical Reference and Cookbook

Westbrook, G. K., Mascle, A., Biju-Duval, B., 1984: Geophysics and the structure of the Lesser Antilles Forearc, Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj. 78A, 23-38

Yilmaz, Ö., 1987: Seismic data processing, 5, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa

11 Danksagung

Ich danke Prof. Dr. Roland von Huene für die engagierte wissenschaftliche Betreuung, die kreativen Diskussionen, für die Freiheit viele eigene Ideen einbringen zu können und die hilfreichen Anregungen besonders in der Endphase meiner Arbeit.

Ein ganz herzlicher Dank gilt meinen Freunden und Kollegen Jürgen Fröhn und Marc-André Gutscher für die hervorragende Zusammenarbeit und die intensiven Diskussionen. Die entspannte und freundliche Atmosphäre trug wesentlich zum Erfolg meiner gesamten Forschungstätigkeit bei.

Herrn Dirk Kläschen danke ich für die hilfreiche Unterstützung in der Anfangsphase der Datenbearbeitung und seine kundigen Tips während meiner gesamten Beschäftigung bei GEOMAR.

Allen anderen Mitarbeitern der Abteilung ozeanische Geodynamik und ganz besonders den Kollegen des Rechenzentrums Dr. Wilhelm Weinrebe, Gerhard Mach und Dr. Rüdiger Kunze sei für die freundliche Hilfe sowohl bei fachlichen als auch bei EDV Problemen verschiedenster Art gedankt.

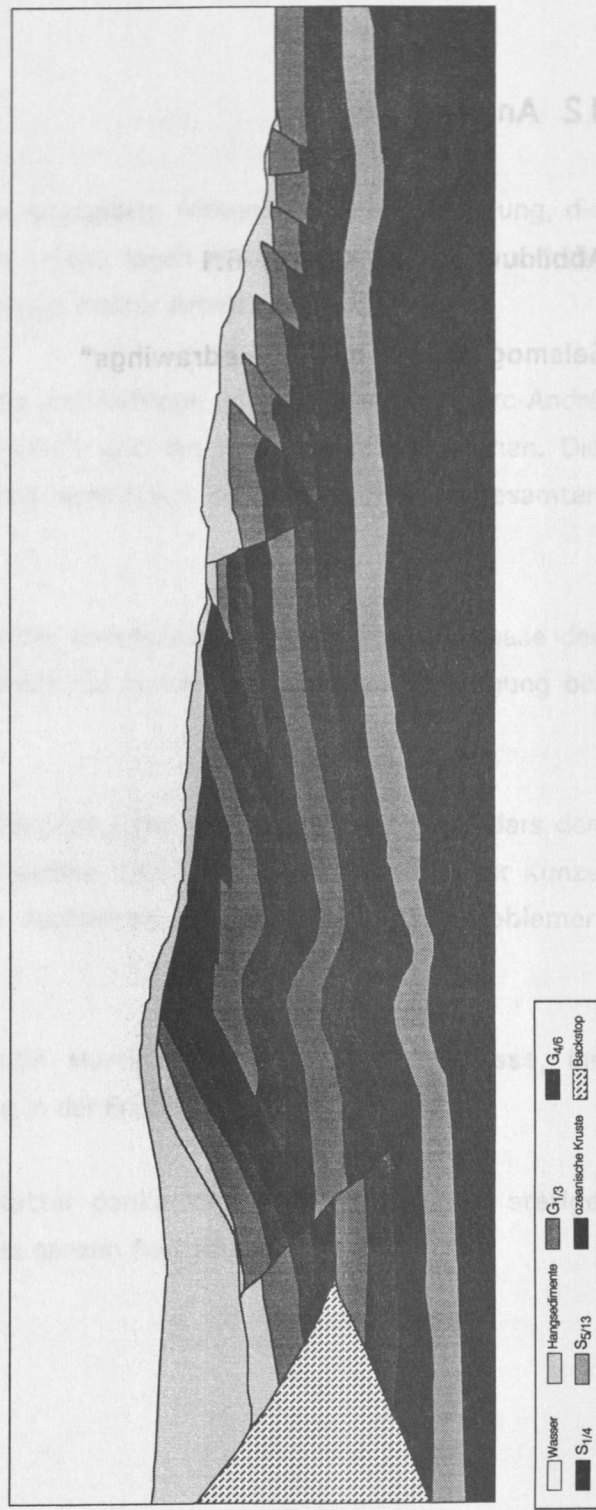
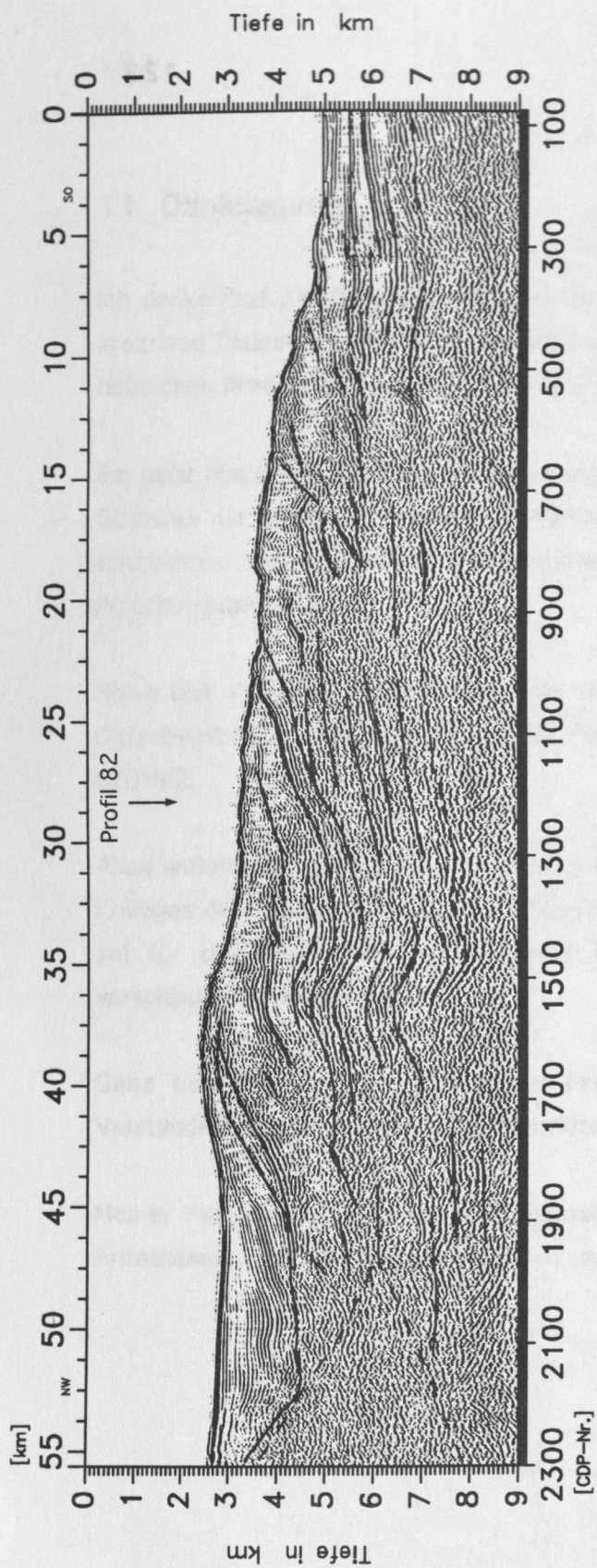
Ganz besonders danke ich meiner Freundin Martina für ihr großes Interesse, ihr Verständnis und die aufopfernde Unterstützung in der Endphase meiner Arbeit.

Meiner Familie und insbesondere meiner Mutter danke ich für Vertrauen, die stetige Anteilnahme und Unterstützung während meiner ganzen Ausbildung.

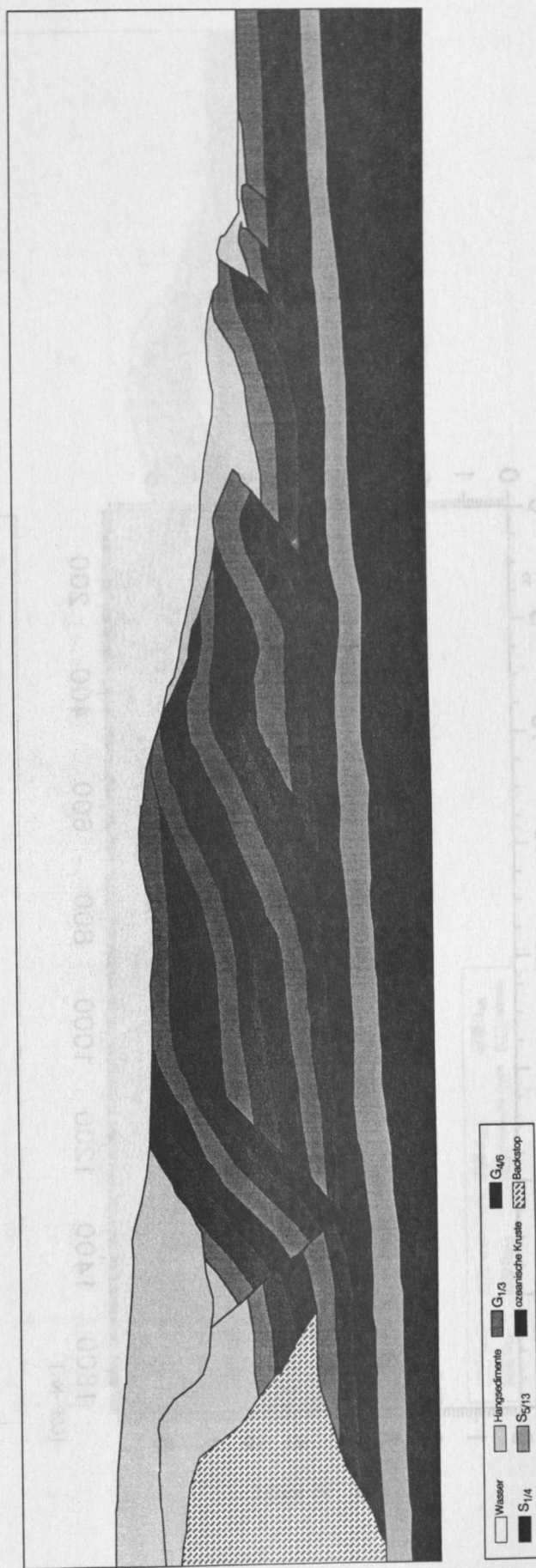
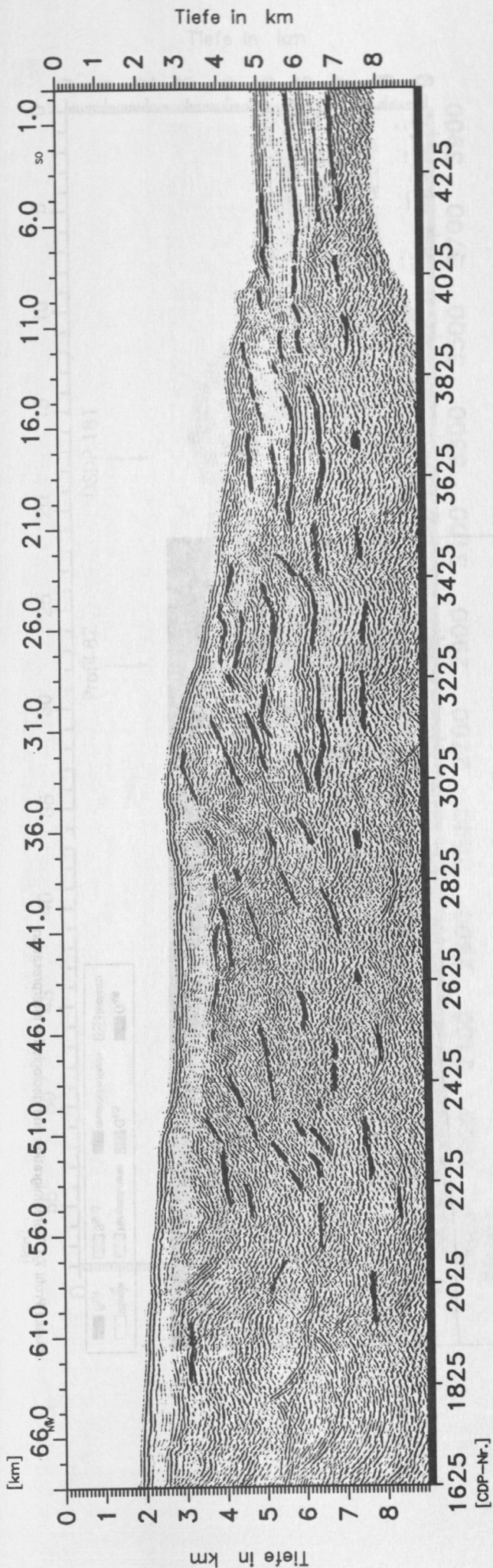
12 Anhang

Abbildungen zu Kapitel 6.1

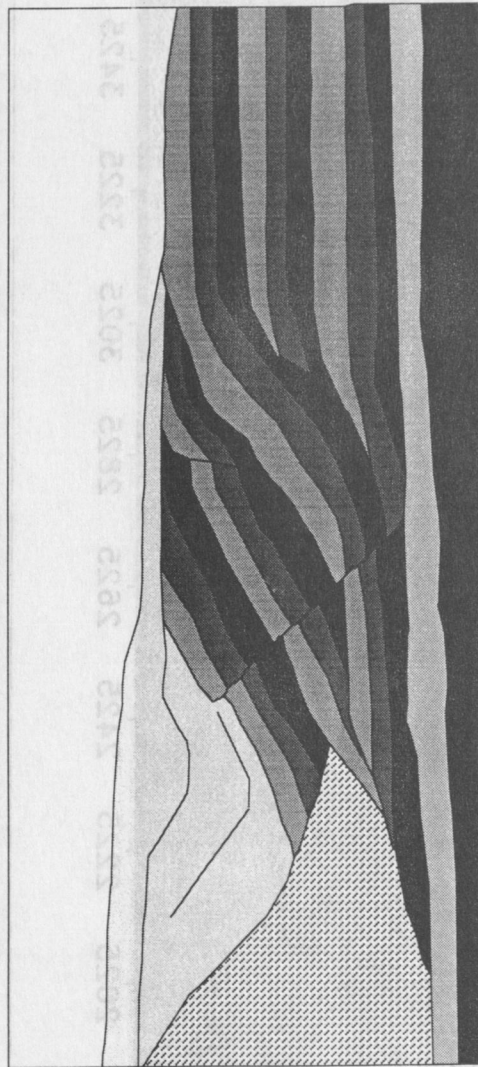
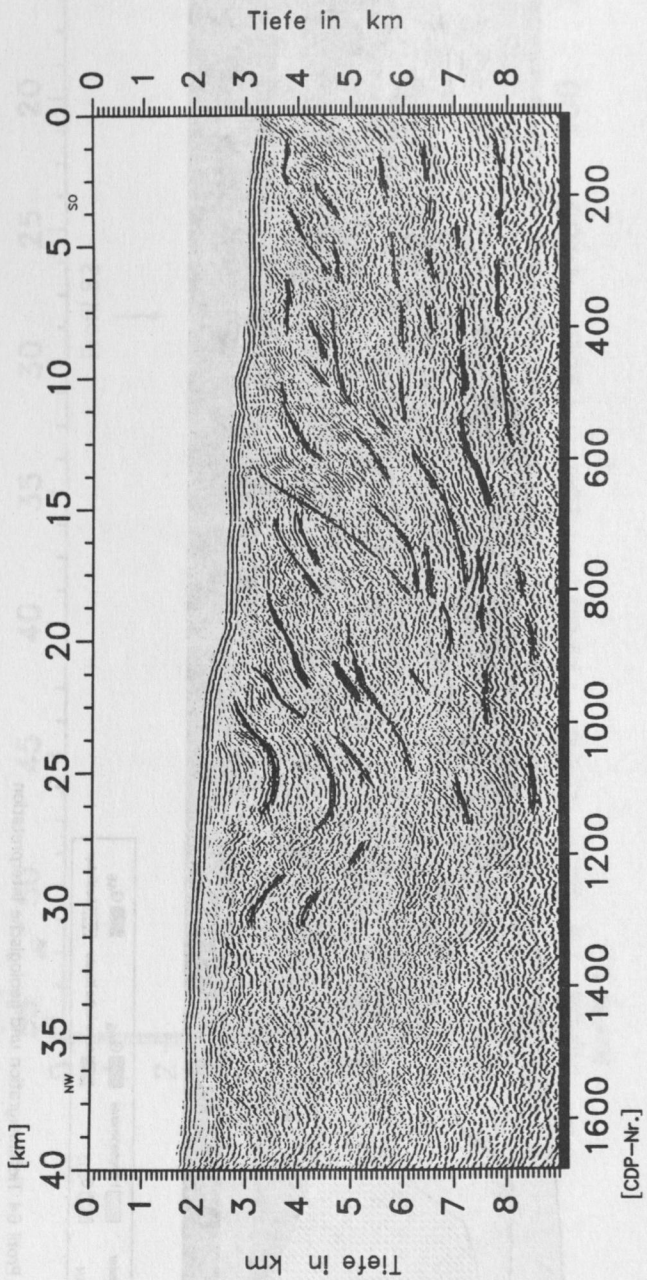
Seismogramme mit "Linedrawings"



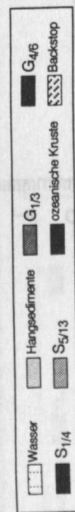
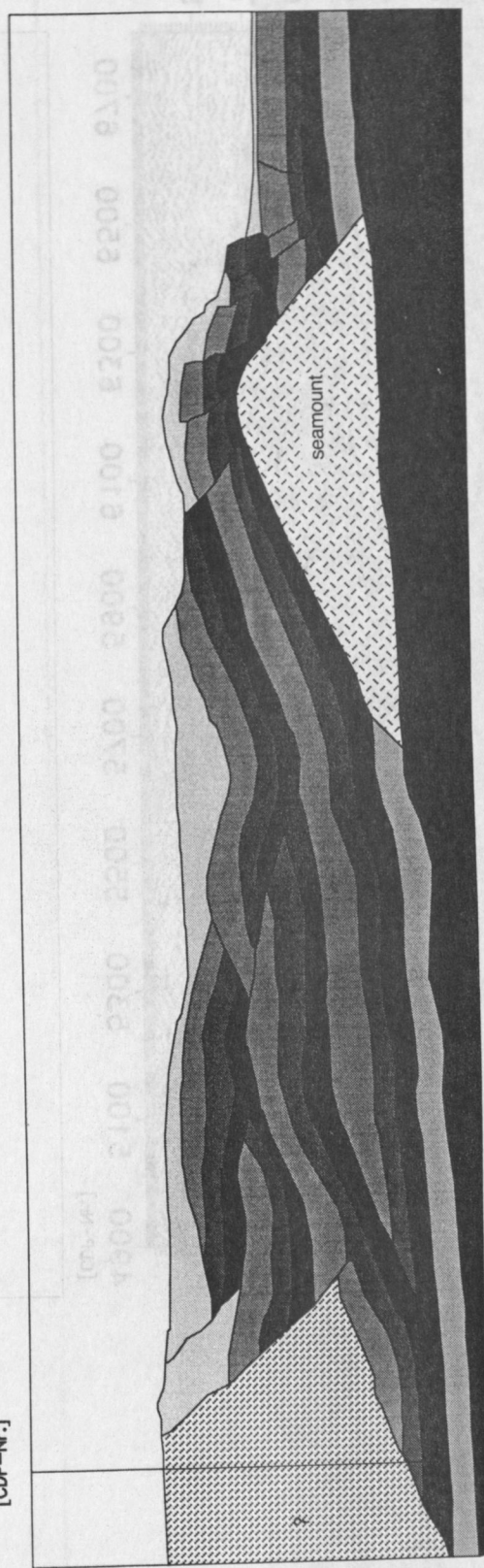
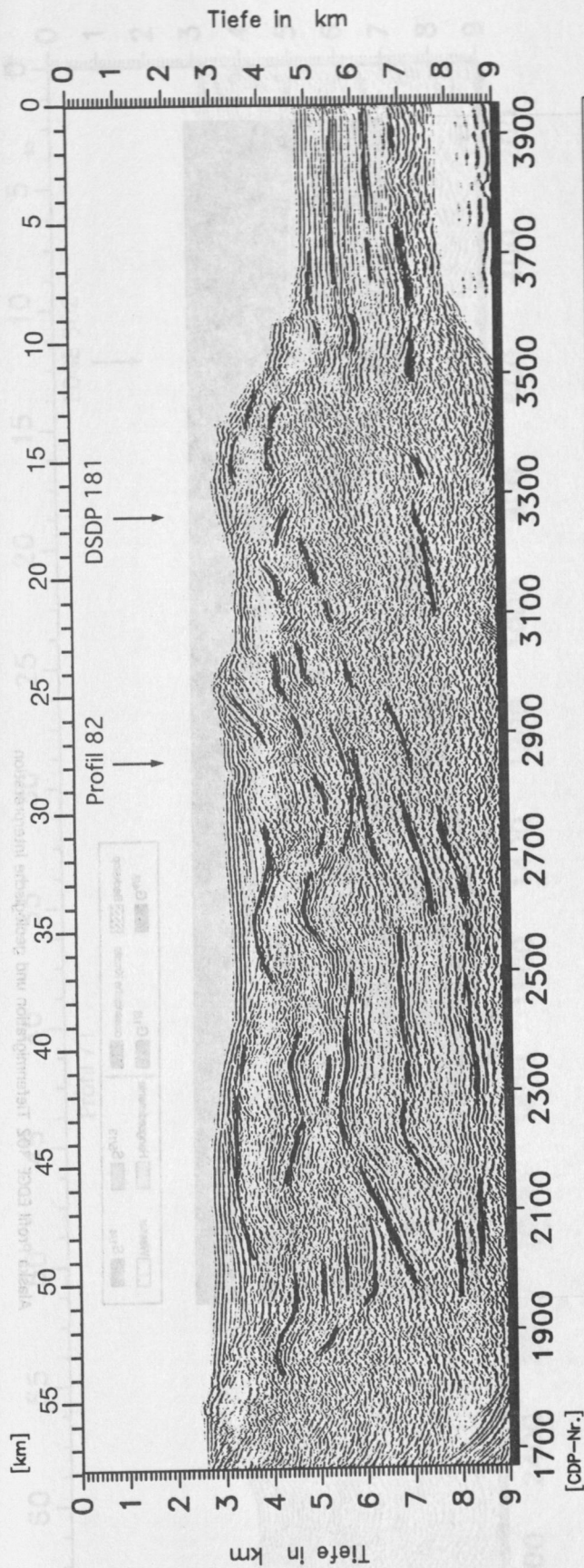
Alaska Profil 63 Tiefenmigration und geologische Interpretation

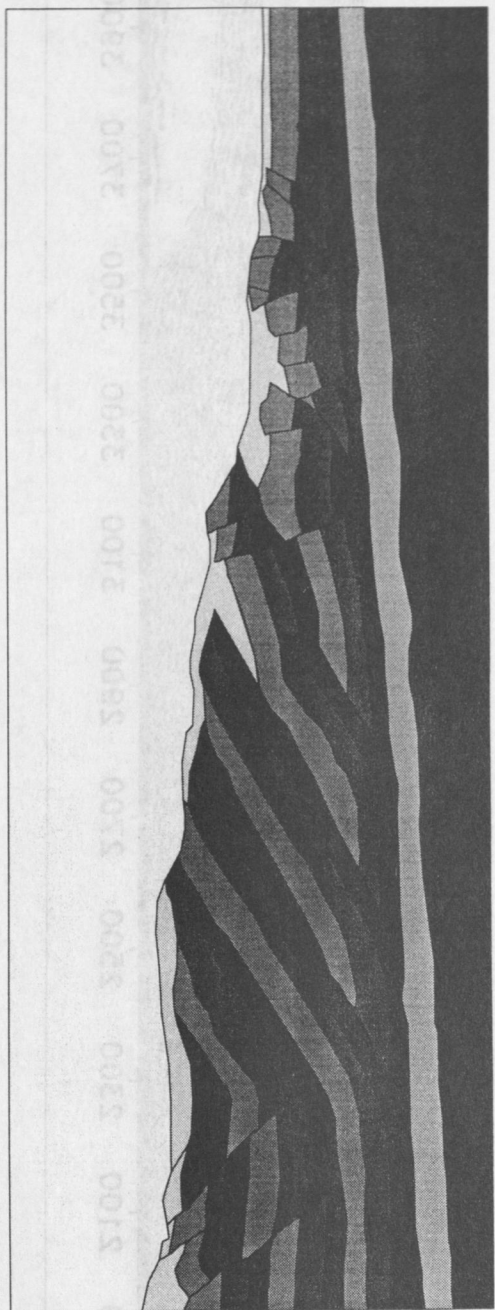
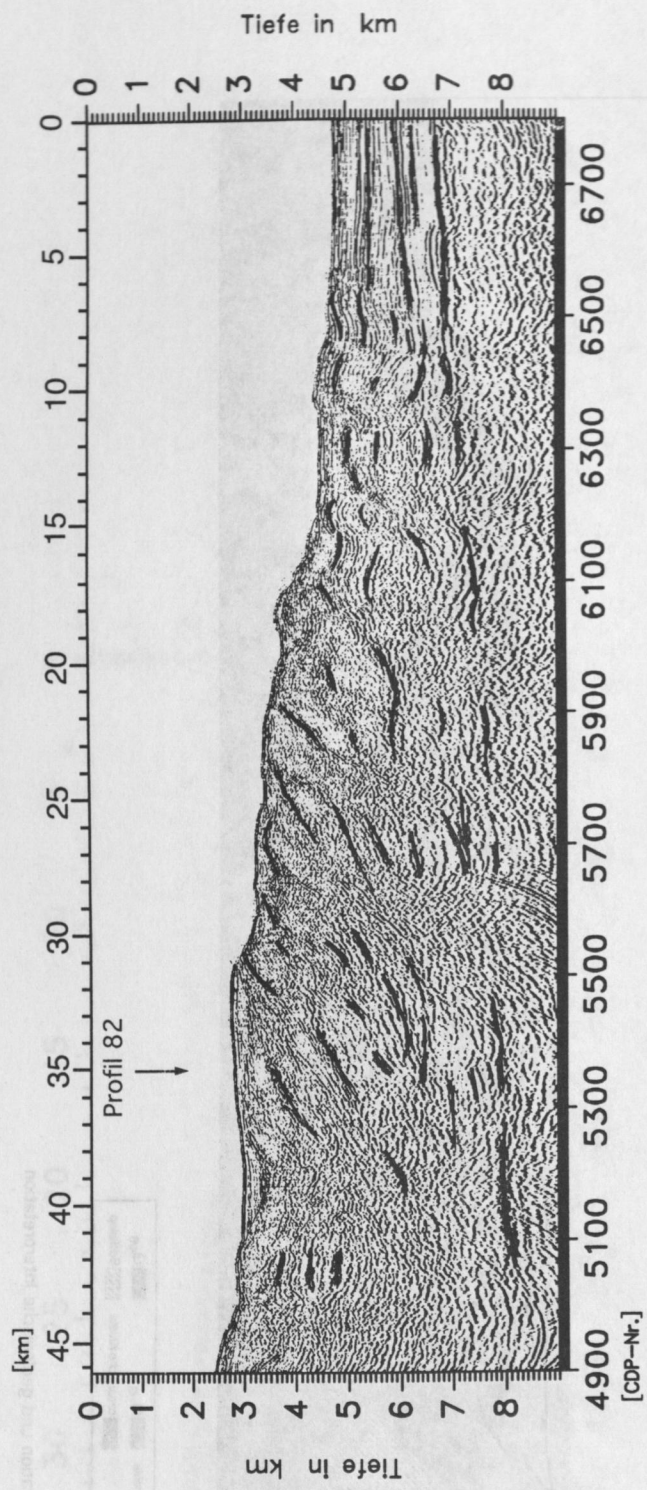


Alaska Profil 64 Tiefenmigration und geologische Interpretation

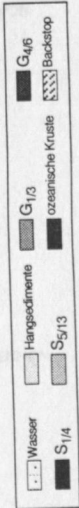
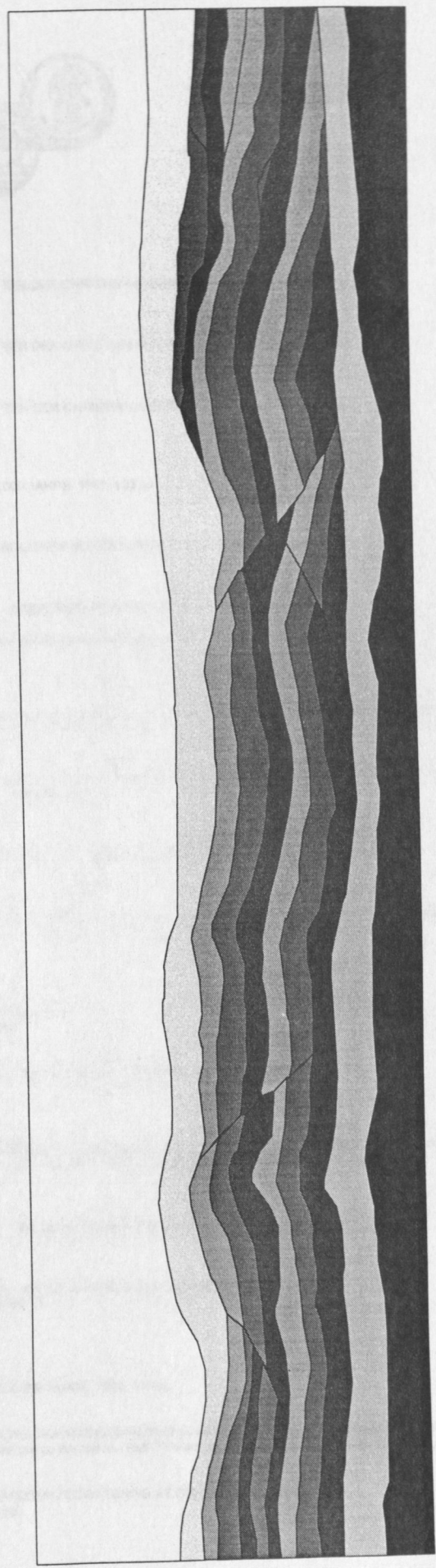
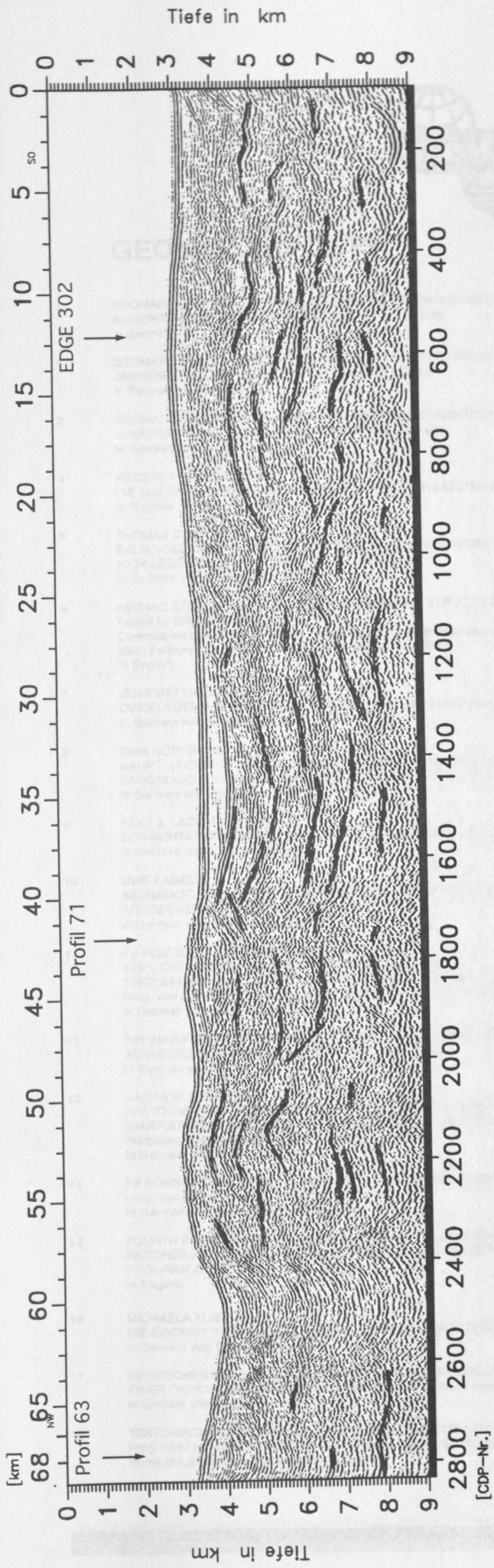


Alaska Profil 73 Tiefenmigration und geologische Interpretation





Alaska Profil EDGE 302 Tiefenmigration und geologische Interpretation



Alaska Profil 82 Tiefenmigration und geologische Interpretation